

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΠΑΠΑΘΑΝΑΣΑΚΗ ΗΛΙΑΝΑ

Γεωλόγος, MScΓεωφυσικός

**«Συμβολή των συνθετικών
δεδομένων σεισμικής
ανάκλασης στην ερμηνεία των
σεισμικών τομών στην
Μεσσαρά Κρήτης»**

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΕΡΕΥΝΑ ΚΑΙ ΕΚΜΕΤΑΛΛΕΥΣΗ ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΩΝ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2017



«Συμβολή των συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης στην ερμηνεία των σεισμικών τομών στην Μεσσαρά Κρήτης»

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
στα πλαίσια του Διατμηματικού Προγράμματος
Μεταπτυχιακών Σπουδών «Έρευνα και Εκμετάλλευση Υδρογονανθράκων», από τα
συνεργαζόμενα Πανεπιστήμια: Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Εθνικό
Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών και
Δημοκρίτειο Πανεπιστήμιο Θράκης.

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης : 12 Ιουλίου 2017

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°
© Παπαθανασάκη Ηλιάνα, 2017
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. Allrightreserved.

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ :

ΒΑΦΕΙΔΗΣ Αντώνιος, Καθηγητής Πολυτεχνείου Κρήτης
(Επιβλέπων)
ΤΣΟΚΑΣ Γρηγόριος, Καθηγητής ΑΠΘ (Μέλος) ΒΑΡΓΕΜΕΖΗΣ
Γεώργιος, Αναπληρωτής Καθηγητής ΑΠΘ (Μέλος)

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

«Συμβολή των συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης στην ερμηνεία των σεισμικών τομών στην Μεσσαρά Κρήτης»

Παπαθανασάκη Ηλιάννα

Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Σχολή Θετικών Επιστημών, Τμήμα Γεωλογίας

Στην παρούσα διατριβή γίνεται χρήση της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης, συγκεκριμένα με τη βοήθεια των βασικών αρχών της μεθόδου γίνεται χρήση αλγορίθμου για τη δημιουργία συνθετικών δεδομένων από δεδομένα σεισμικής ανάκλασης στις λεκάνη της Μεσσαράς, η λήψη των οποίων έγινε το 1982 από τη Δημόσια Επιχείρηση Πετρελαίου, τόσο σε ξηρά (μήκος γραμμών 56 χιλιόμετρα) όσο και σε θάλασσα (μήκος γραμμών 2050 χιλιόμετρα).

Έτσι, οι έρευνες επιβεβαίωσαν το μικρό πάχος των ιζημάτων και την ύπαρξη μικρών παγίδων βιογενούς αερίου, χωρίς ωστόσο να γίνει λόγος για ύπαρξη δομών οικονομικού ενδιαφέροντος με αποτέλεσμα το πρόγραμμα να εγκαταλειφθεί το 1983.

Ύστερα από μία εκτενή ανάλυση της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης και περιγραφή των βασικών αρχών της, αναλύονται οι παράμετροι της κυματικής εξίσωσης, για την οποία στη συνέχεια γίνεται λόγος για τις πεπερασμένες διαφορές με σκοπό τη δημιουργία συνθετικών δεδομένων, ύστερα από αναφορά σε βασικές έννοιες του αλγορίθμου και της τεχνικής που λαμβάνεται υπόψη.

Η δημιουργία τους σεισμικού μοντέλου επιτυγχάνεται με τη βοήθεια του λογισμικού PSV_SYNTHETICS, του οποίου οι αλγόριθμοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την προσομοίωση της διάδοσης σεισμικών P και SV κυμάτων και κατ' επέκταση για την δημιουργία συνθετικών δεδομένων σε 2 διαστάσεις (2D) με την χρήση πεπερασμένων διαφορών (Βαφείδης, 1988). Στη συνέχεια γίνεται εκτίμηση του μοντέλου μέσης τετραγωνικής ταχύτητας, ώστε να ακολουθήσει αξιολόγηση της πειραματικής διαδικασίας και των συνθετικών δεδομένων προς παρουσίαση των συμπερασμάτων.

Η αδυναμία απεικόνισης της έντονης τεκτονικής δομής της λεκάνης και ο μεγάλος υπολογιστικός χρόνος που απαιτείται, είναι βασικά συμπεράσματα που προκύπτουν κατά την εφαρμογή του λογισμικού.



Λέξεις Κλειδιά: σεισμική ανάκλαση, συνθετικά δεδομένα, πεπερασμένες διαφορές, εξίσωση κύματος.

ABSTRACT

“Modeling seismic reflection data from Messara basin, Crete”

Papathanasaki Iliana

Aristotle University of Thessaloniki, Faculty of Sciences, School of Geology

In the present thesis seismic reflection method is used, and specifically the basic principles of the method and an algorithm by which we create synthetic data from seismic reflection data from Messara Basin. The data had been collected in 1982 by Hellenic Petroleum both on land (56 km) and sea (2050 km). Thus, the research confirmed the small thickness of the sediments and the existence of small traps of biogas, but there was no mention of the existence of structures with economic interest, so the program was abandoned in 1983.

After a brief description of the seismic reflection method and a description of its basic principles, both the parameters of the wave equations and the basic concepts of the algorithm are analyzed. Then finite differences are used in order to create synthetic data.

The formation of synthetic model obtained by using PSV_SYNTHETICS software, which algorithms may be used to simulate the seismic P and SV wave propagation and thus to generate synthetic data in two dimensions (2D) using finite difference (Vafidis, 1988). Then an estimation of the mean square velocity model is made in order to evaluate the experimental procedure and synthetic data.

The disability to visualize the intense tectonic structure of the basin and the large processing time are basic conclusions that result when software is applied.

Keywords: seismic reflection, synthetic data, finite differences, wave equation.



ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους εκείνους που στάθηκαν δίπλα μου κατά τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής μου.

Πιο συγκεκριμένα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Βαφείδη Αντώνη, Καθηγητή Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, για τις συμβουλές του, την καθοδήγηση του και την ουσιαστική στήριξη του καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τους κ. Τσόκα Γρηγόρη και Βαργεμέζη Γεώργιο, καθηγητές του ΑΠΘ, για τη συνεχή τους συμβολή και καθοδήγηση κατά τη διάρκεια της εκπόνησης.

Ευχαριστώ ιδιαίτερα τον Δρ. Κρητικάκη Γεώργιο, μέλος ΕΔΙΠ του Πολυτεχνείου Κρήτης, για τη συνεχή του καθοδήγηση, για την εκμάθηση του λογισμικού που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή αλλά και την προσφορά συνεχούς βοήθειας μέχρι την ολοκλήρωση της διατριβής.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου, η οποία πίστεψε στις δυνάμεις μου και στάθηκε αρωγός στην εκπόνηση της παρούσας διατριβής.



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Αντικείμενο – Σκοπός Διατριβής	7
1.2 Μεθοδολογία	8
1.3 Δομή διατριβής	8

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

2.1 Περίληψη	9
2.2 Γεωλογία της Κρήτης.....	10
2.3 Γεωλογία της Λεκάνης της Μεσσαράς	12
2.4 Ερμηνεία της σεισμικής γραμμής Ζ1.....	14

3. ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΚΑΙ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1 Περίληψη.....	18
3.2 Βασικές αρχές της μεθόδου.....	19
3.3 Εξασθένηση ελαστικών κυμάτων με την απόσταση.....	20
3.4 Επεξεργασία δεδομένων ανάκλασης.....	20
3.5 Δυναμική διόρθωση, Σεισμική υπέρθεση και Σεισμική χωροθέτηση.....	21
3.6 Ομογενής και Ετερογενής προσέγγιση για υπερβολικά συστήματα 1 ^{ου} βαθμού.....	27
3.7 Ακρίβεια, Σταθερότητα, Σύγκλιση, Διασπορά.....	31
3.8 Πεπερασμένες διαφορές στην κυματική εξίσωση.....	33
3.9 Όρια απορρόφησης.....	35

4. ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 Περίληψη.....	36
4.2 Γεωμετρία πειράματος και γεωλογικά στοιχεία.....	37
4.3 Δημιουργία συνθετικών δεδομένων.....	39
4.4 Εκτίμηση του μοντέλου μέσης τετραγωνική ταχύτητας	48
4.5 Αναδιάταξη δεδομένων σε καταγραφές κοινού ενδιαμέσου σημείου	49
4.6 Σεισμική τομή υπέρθεσης	53

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ- ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ.....55

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ-ΣΚΟΠΟΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η σεισμική μέθοδος είναι μια από τις μεθόδους της γεωφυσικής έρευνας η οποία χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της γεωφυσικής δομής του φλοιού της γης και βασίζεται στη διάδοση των κυμάτων σε ελαστικό μέσο. Στη συγκεκριμένη μέθοδο παράγουμε τεχνητά ελαστικά κύματα στην επιφάνεια ή σε μικρό βάθος και καταγράφοντας τις αφίξεις τους, κατασκευάζουμε καμπύλες χρόνων διαδρομής με τη βοήθεια των οποίων υπολογίζουμε την ταχύτητα τους. Τελικός στόχος είναι η κατασκευή γεωφυσικού μοντέλου που θα προσομοιώσει τις αλλαγές των στρωμάτων με τις αλλαγές των ταχυτήτων διάδοσης των ελαστικών κυμάτων αλλά και τις γεωλογικές δομές που πιθανόν έχουν οικονομικό ενδιαφέρον.

Η σεισμική μέθοδος γεωφυσικής διασκόπησης περιλαμβάνει την μέθοδο της σεισμικής διάθλασης και της σεισμικής ανάκλασης.

Η μέθοδος της ανάκλασης, η οποία χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή, επιστρατεύεται κυρίως για τη διασκόπηση σχηματισμών σε πολύ μεγαλύτερα βάθη από ότι μπορεί να φτάσει η διάθλαση. Το χαμηλό κόστος σε σχέση με τις γεωτρήσεις, η απεικόνιση δομών σε μεγάλα βάθη, η μη καταστροφική της χρήση και η αυξημένη διακριτική ικανότητα, κατατάσσουν τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης στην πιο ευρέως χρησιμοποιούμενη μέθοδο γεωφυσικής διασκόπησης στην αναζήτηση Υδρογονανθράκων, που είναι πάντα ένα επίκαιρο θέμα.

Στη γεωφυσική έρευνα, όπως και σε άλλες επιστήμες, χρησιμοποιείται η αντιστροφή, μια μαθηματική διεργασία. Σύμφωνα με τον Menke (1984), αντιστροφή, είναι το σύνολο των μεθόδων που εφαρμόζεται σε ένα σύνολο παρατηρήσεων, ιδανικών ή πραγματικών, και χρησιμοποιείται για την εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων. Σκοπός δεν είναι η απλή εφαρμογή των μεθόδων αλλά η κατάλληλη οργάνωσή τους, έτσι ώστε να αποφέρουν το μέγιστο των πληροφοριών από ένα δοσμένο σύνολο παρατηρήσεων.

Αντικείμενο της παρούσας διατριβής είναι η χρήση πραγματικών χερσαίων δεδομένων σεισμικής ανάκλασης από την λεκάνη της Μεσαράς, για τα οποία, με χρήση του λογισμικού PSV_SYNTHETICS, που αναπτύχθηκε στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, παράγονται συνθετικά δεδομένα μέσω των

πεπερασμένων διαφορών. Στη συνέχεια γίνεται εκτίμηση του μοντέλου μέσης τετραγωνικής ταχύτητας.

1.2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την υλοποίηση των στόχων της διατριβής είναι η ακόλουθη:

- Μελέτη βιβλιογραφίας. Μελετήθηκαν εργασίες για την σεισμική ανάκλαση, το αντίστροφο πρόβλημα και η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών. Επιπλέον μελετήθηκαν εργασίες για την ετερογενή προσέγγιση και για συνθήκες των λύσεων των διαφορικών εξισώσεων όπως η ακρίβεια, η σύγκλιση και η σταθερότητα.
- Εξοικείωση στη χρήση ενός υφιστάμενου αλγορίθμου (PSV_SYNTHETICS, Κρητικάκης Γεώργιος©) του οποίου οι αλγόριθμοι, μέσω της γλώσσας Matlab, χρησιμοποιούνται για την προσομοίωση της διάδοσης σεισμικών P και S κυμάτων με σκοπό τη δημιουργία συνθετικών δεδομένων σε 2 διαστάσεις (2D) με την χρήση πεπερασμένων διαφορών.
- Χρήση πραγματικών χερσαίων δεδομένων σεισμικής ανάκλασης από την λεκάνη της Μεσαράς, παραγωγή συνθετικών δεδομένων μέσω πεπερασμένων διαφορών, παραγωγή και εκτίμηση του μοντέλου μέσης τετραγωνικής ταχύτητας και αξιολόγηση της πειραματικής διαδικασίας και των συνθετικών δεδομένων προς παρουσίαση των συμπερασμάτων.

1.3 ΔΟΜΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζεται η στρωματογραφία και η γεωλογία της περιοχής, η γεωφυσική έρευνα στην λεκάνη και πιο συγκεκριμένα η γεωλογία της σεισμικής τομής Z1 που χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή καθώς και η ερμηνεία της.

Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται ανάλυση προχωρημένων ενοτήτων της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης, όπως παράμετροι από τις οποίες εξαρτάται η ταχύτητα, μέση τετραγωνική ταχύτητα, διορθώσεις και φίλτρα. Επιπλέον γίνεται αναλυτική περιγραφή της ετερογενούς προσέγγισης για υπερβολικά συστήματα 1^{ου} βαθμού, καθώς αναλύονται και οι συνθήκες των λύσεων των διαφορικών εξισώσεων όπως η ακρίβεια, η σύγκλιση και η σταθερότητα. Οι πεπερασμένες διαφορές στην εξίσωση της κυματικής εξίσωσης είναι το βασικό κομμάτι του κεφαλαίου αυτού.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η γεωμετρία της πειραματικής διαδικασίας και γίνεται αναλυτική περιγραφή όλων των σταδίων επεξεργασίας των συνθετικών δεδομένων μέσω του λογισμικού μέχρι τη λήψη των αποτελεσμάτων για το σχηματισμό του μοντέλου προσομοίωσης.



Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται όλα τα συμπεράσματα που προέκυψαν στην παρούσα διατριβή και παρουσιάζονται προτάσεις .

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

2.1 ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Κρήτη, με έκταση 8303 χλμ², είναι το μεγαλύτερο νησί της Ελλάδας και βρίσκεται στο νότιο τμήμα της χώρας.

Στο κεφάλαιο αυτό, γίνεται εκτενής αναφορά στην πολύπλοκη γεωλογία της, και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή μελέτης που εξετάζεται στην παρούσα διατριβή, τη Λεκάνη της Μεσσαράς, η οποία βρίσκεται στο νότιο τμήμα της Κρήτης και τοποθετείται ανάμεσα στον Ψηλορείτη και τα Αστερούσια όρη. Επιπλέον, παρουσιάζεται η γεωλογία και η ερμηνεία της σεισμικής γραμμής Z1, η οποία μελετάται στη διατριβή.

2.2 Γεωλογία της Κρήτης

Η γεωλογία της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη κυρίως αλπικών και προ-αλπικών πετρωμάτων τα οποία συνθέτουν ένα πολύπλοκο οικοδόμημα τεκτονικών καλυμμάτων. Επιπλέον χαρακτηρίζεται και από την εμφάνιση πολλών μετά-αλπικών ιζημάτων τα οποία καλύπτουν τις λεκάνες της, ενώ οι τεκτονικές ενότητες χωρίζονται σε δύο μεγάλες ομάδες, τα ανώτερα και τα κατώτερα καλύμματα (Μουντράκης, 1985, Φασούλας, 2001).

Τα κατώτερα καλύμματα περιλαμβάνουν τρία επιμέρους. Το κατώτερο είναι οι Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι. Η ηλικία της σειράς αυτής είναι από το Πέρμιο μέχρι το Ηώκαινο και κλείνει με την απόθεση του Ολιγοκαινικού φλύσχη. Είναι ημιμεταμορφωμένη και ανήκει πιθανότατα στην Αδριατικοϊόνια ζώνη. Αποτελεί το υπόβαθρο της Κρήτης και αποκαλύπτεται σε πολλές περιοχές του νησιού υπό μορφή πολλαπλού τεκτονικού παραθύρου κάτω από αλληπάλληλα επωθημένα καλύμματα. Μεγάλες μάζες των ορεινών όγκων των Λευκών Όρεων και της Ίδης, δομούνται από τη σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων (Μουντράκης, 1985, Φασούλας, 2001).

Πάνω στη σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων βρίσκεται ένα κάλυμμα κροκαλοπαγών-λατυποπαγών ασβεστόλιθων και δολομιτών που ονομάζεται σειρά Τρυπαλίου. Η ηλικία του καλύμματος είναι Άνω Τριαδική-Κάτω Ιουρασική. Επωθημένο πάνω στην ενότητα Πλακωδών Ασβεστόλιθων και στη σειρά Τρυπαλίου βρίσκεται το κάλυμμα Φυλλιτών-Χαλαζιτών σειράς ηλικίας Περμίου-Τριαδικού, που αποτελείται από φυλλίτες, χαλαζίτες, μετα-κροκαλοπαγή, μετα-ψαμμίτες, φακοειδείς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μεταβασίτες και μετα-ανδεσίτες. Η μεταμόρφωση όλων των κατώτερων καλυμμάτων έγινε σε συνθήκες υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας (Μουντράκης, 1985, Φασούλας, 2001).

Τα ανώτερα καλύμματα αποτελούνται από τεκτονικές ενότητες που μπορούν να συσχετισθούν με τις λιθοτεκτονικές ενότητες της κεντρικής Ελλάδας και των Κυκλάδων. Πάνω στη φυλλιτική σειρά τοποθετείται η ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως με τους γνωστούς νηριτικούς ασβεστολίθους και σε ανώτερη τεκτονική θέση βρίσκεται επωθημένο το τεκτονικό κάλυμμα της ζώνης Πίνδου. Πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου και κάτω από τα κρυσταλλικά πετρώματα του καλύμματος των Αστερουσίων βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένες και ανακατεμένες μεταξύ τους οι ενότητες του Βάτου, Μιαμούς, Άρβης, Σπηλίου και Πρέβελης, σχηματίζοντας ένα "mélange". Στη συνέχεια, στην κορυφή των τεκτονικών καλυμμάτων της Κρήτης βρίσκονται τα πετρώματα των Αστερουσίων και των Οφιολίθων (Μουντράκης, 1985, Φασούλας, 2001).

Τέλος, πάνω σε αυτούς τους αλπικούς σχηματισμούς κάθονται με στρωματογραφική ασυμφωνία ιζήματα του Νεογενούς (εικόνα 1).

http://emeric.ims.forth.gr/images/emeric-gr_clip_image005.jpg

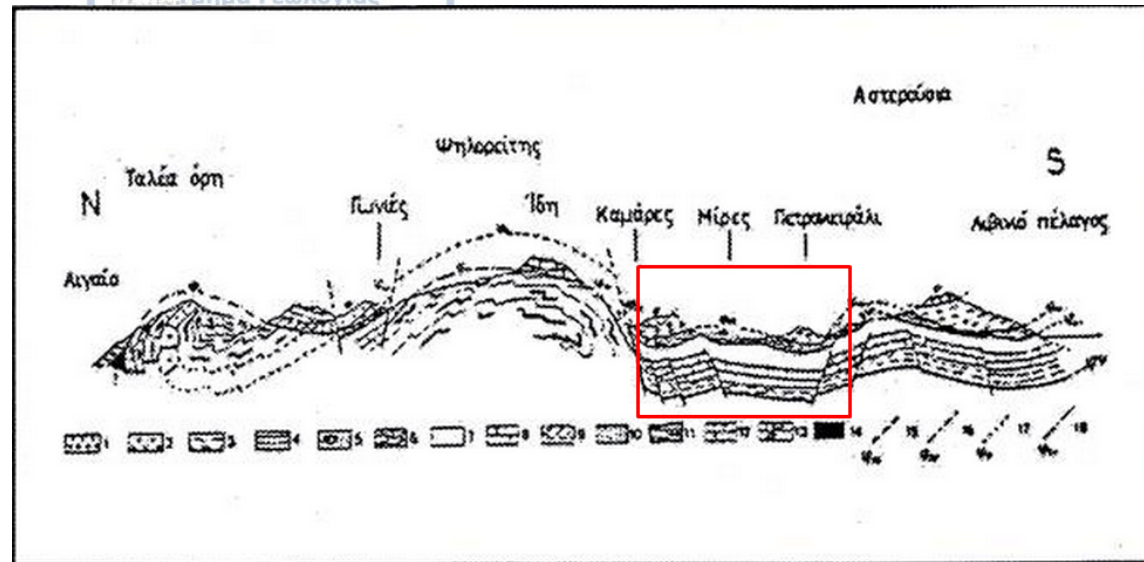
2.3 Γεωλογία της Λεκάνης της Μεσσαράς

Κατά τη διάρκεια του κατώτερου-μέσου Πλειοκαίνου, η περιοχή του Ηρακλείου ανυψώθηκε σημαντικά λόγω τεκτονικών κινήσεων και αποχωρίστηκε έτσι από την περιοχή της Μεσσαράς με την οποία μέχρι τότε είχαν κοινή ιζηματογένεση. Η διάβρωση των πετρωμάτων της περιοχής του Ηρακλείου τροφοδότησε με ιζήματα τη λεκάνη της Μεσσαράς, σχηματίζοντας έτσι τα κοκκινωπά, μη θαλάσσια κροκαλοπαγή και άμμους της ενότητας Αγίας Γαλήνης. Αυτή η ενότητα που εμφανίζεται χαρακτηριστικά στην περιοχή της Αγίας Γαλήνης Μεσσαράς, αποτελεί το νεότερο σχηματισμό του Πλειόκαινου για την Κρήτη (Φασούλας, 2001), (εικόνα 2).

Η λεκάνη της Μεσσαράς είναι από τις πιο γνωστές στον Ελληνικό χώρο. Είναι αποτέλεσμα των διατμητικών δυνάμεων που έδρασαν στην περιοχή του Αιγαίου και ήδη από το παρελθόν έχει μονοπωλήσει το ενδιαφέρον στην έρευνα υδρογονανθράκων. Το μέγιστο πάχος των ιζημάτων σε κάποιες θέσεις φτάνει κατά μέγιστη τιμή περίπου τα 700 μέτρα, όπως προέκυψε από σεισμικές έρευνες που πραγματοποιήθηκαν το 1982 από τους ΔΕΠ/ΔΕΠ-ΕΚΥ, τόσο σε ξηρά (μήκος γραμμών 56 χιλιόμετρα) όσο και σε θάλασσα (μήκος γραμμών 2050 χιλιόμετρα).

Έτσι, οι έρευνες επιβεβαίωσαν το μικρό πάχος των ιζημάτων και την ύπαρξη μικρών παγίδων βιογενούς αερίου, χωρίς ωστόσο να γίνει λόγος για ύπαρξη δομών οικονομικού ενδιαφέροντος. Έτσι το πρόγραμμα εγκαταλείφθηκε το 1983.

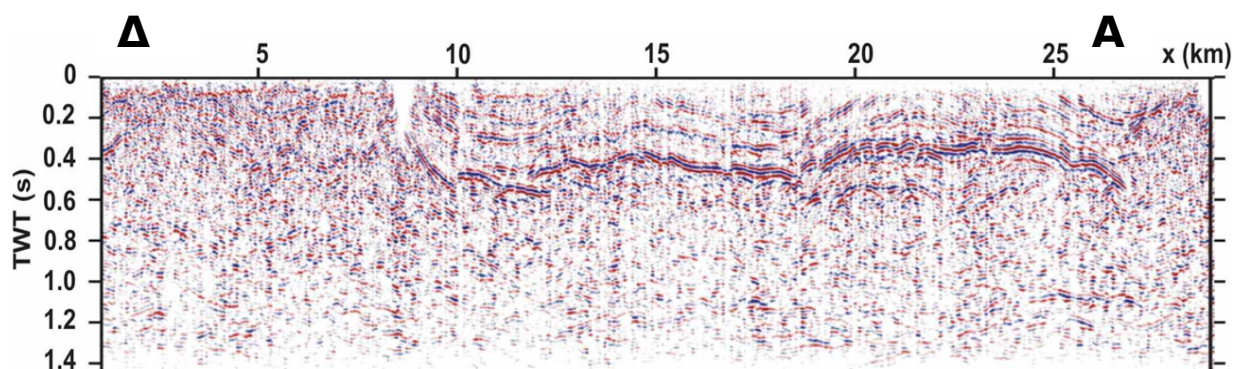
Οι καταγραφές με τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης που πραγματοποιήθηκαν στη Μεσσαρά, αλλά και η τότε επεξεργασία και ερμηνεία τους, περιγράφονται στην επόμενη παράγραφο.



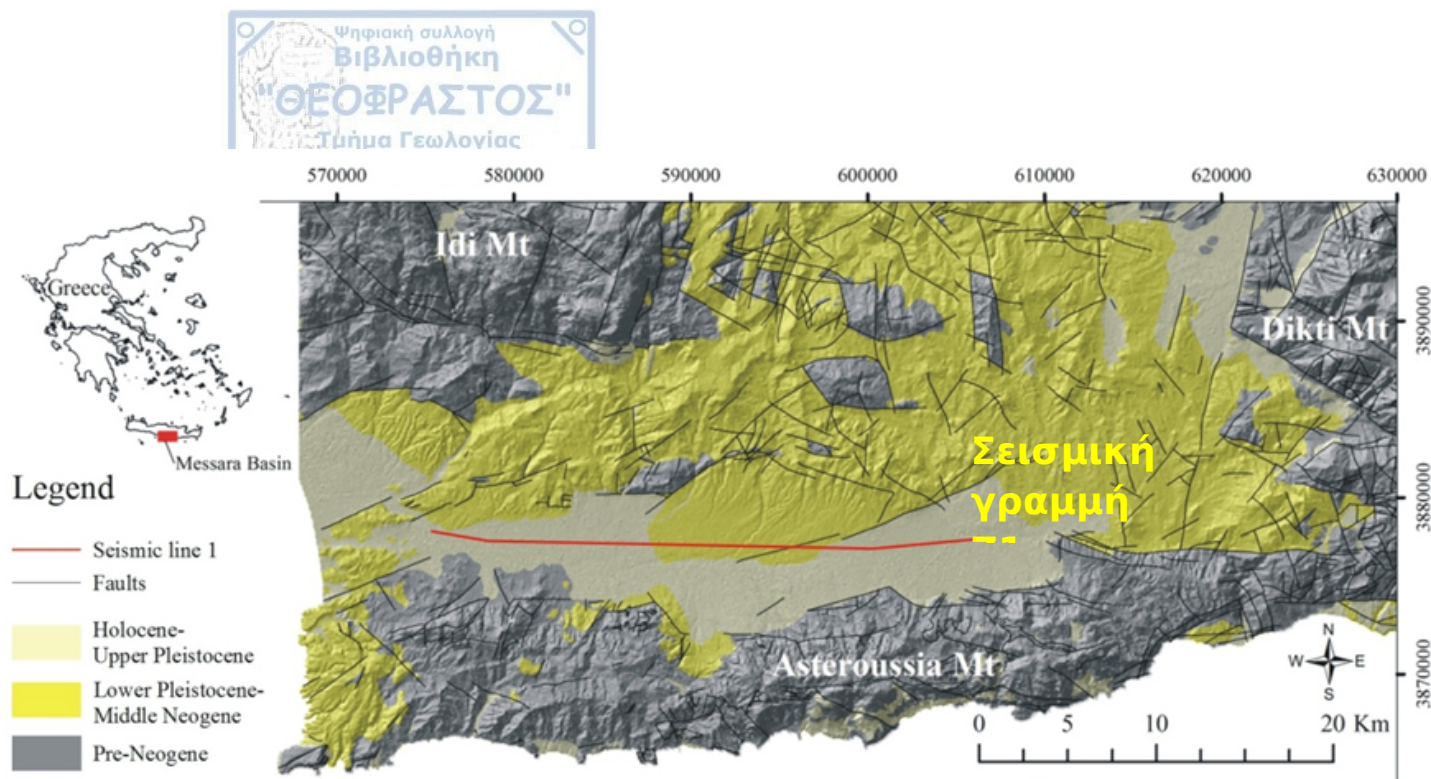
Εικόνα 2: Σχηματική γεωλογική τομή εγκάρσια στην Κεντρική Κρήτη. Απεικονίζεται η δομή των βουνών Ταλέα όρη, Ίδη (Ψηλορείτης) και Αστερούσια (Bonneau, 1973) Νεογενείς αποθέσεις, 2: Οφιόλιθοι, 3: μεταμορφωμένα πετρώματα των Αστερουσιών, 4: πρώτος φλύσχος της Πίνδου (Κάτω Κρητιδικό), 5: ενότητα Άρβης, 6: τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου, 7: φλύσχος ζώνης Γαβρόβου - Τρίπολης, 8: ασβεστόλιθοι Γαβρόβου - Τρίπολης, 9: φυλλίτης, 10-14: σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων (Plattenkalk), 15-18: επωθήσεις των διαφόρων τεκτονικών καλυμμάτων (σε κόκκινο πλαίσιο η περιοχή ενδιαφέροντος, η λεκάνη της Μεσσαράς) http://emeric.ims.forth.gr/_images/emeric-gr_clip_image013.j

2.4 Ερμηνεία της σεισμικής γραμμής Z1

Η σεισμική μελέτη στη Μεσσαρά περιλαμβάνει 7 σεισμικές γραμμές, εκ των οποίων 3 έχουν διάταξη σχεδόν Α-Δ και οι υπόλοιπες 4 τέμνουν σχεδόν κάθετα τις πρώτες. Στην παρούσα διατριβή μελετάται η σεισμική γραμμή Z1, με διεύθυνση Δ- Α και μήκος 30 χιλιόμετρα (εικόνα 3). Η επιβεβαίωση της ερμηνευμένης σεισμικής τομής με τη χρήση συνθετικών δεδομένων περιορίζεται σε τμήμα της γραμμής Z1 μήκους 10 χιλιομέτρων, όπως φαίνεται στην εικόνα 4 με κόκκινη γραμμή (shot positions 200-400/601).



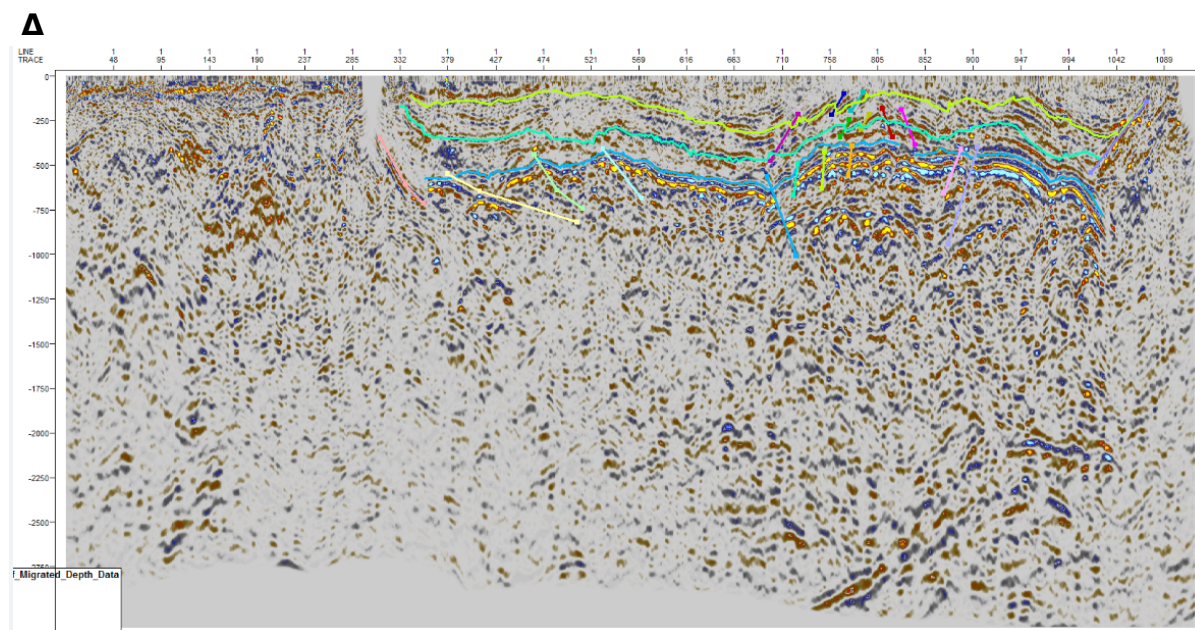
Εικόνα 3: Η σεισμική τομή Z1 μήκους 30 χιλιομέτρων κατεύθυνσης Δ-Α, όπως απεικονίζεται μετά από χωροθέτηση κατά Kirchhoff (Vafidis etal, (2012)).



Εικόνα 4: Γεωγραφική θέση της σεισμικής γραμμής Z1 και απεικόνιση της γεωλογίας της ευρύτερης περιοχής (Vafidis etal, (2012))

Με τη βοήθεια του λογισμικού Petrel της Schlumberger, στο οποίο εισάγεται αρχείο δεδομένων που έχουν υποστεί χωροθέτηση, γίνεται ερμηνεία της γραμμής και δημιουργία αρχείου βαθών των ανακλαστήρων με σκοπό τη χρήση αυτών για κατασκευή σεισμικού προτύπου της περιοχής.

Μετά από εισαγωγή στο Petrel δεδομένων σε τυποποίηση SEG-Y, που περιέχει τη χωροθετημένη με Kirchhoff τομή βάθους, εμφανίζεται η παρακάτω εικόνα με σκοπό να γίνει ερμηνεία για να ληφθούν τα βάθη των ανακλαστήρων που χρειάζονται στην παρούσα διατρίβη (εικόνα 5).

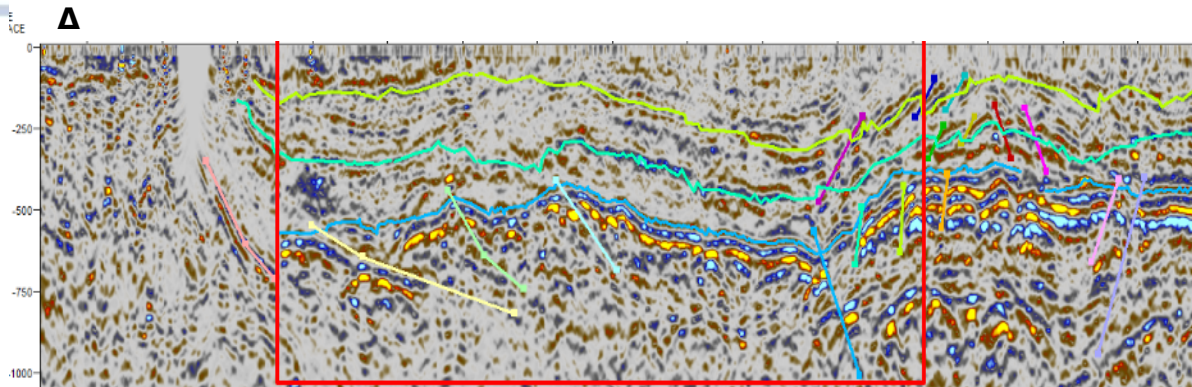


Εικόνα 5: Η σεισμική τομή Z1 όπως εμφανίζεται στο Petrel και η ερμηνεία που έχει γίνει για τον εντοπισμό των ανακλαστήρων.

Η περιοχή μελέτης αποτελείται από 4 στρώματα, ο πρώτο φτάνει μέχρι μέγιστη τιμή βάθους στα 350 μέτρα, το δεύτερο μέχρι τα 500 και το τρίτο μέχρι τα 700 μέτρα περίπου, όπου και ξεκινά το υπόβαθρο το οποίο εκτείνεται μέχρι μεγαλύτερα βάθη.

Η λεκάνη έχει καταποννηθεί τεκτονικά και αυτό φαίνεται από την παρουσία ρηγμάτων, τόσο κανονικών που δημιουργούν βυθίσματα, όσο και ανάστροφων τα οποία δημιουργούν καλύμματα, όπως συμβαίνει στις περιοχές που παρατηρείται αναθόλωση του σχηματισμού.

το τμήμα της σεισμικής τομής που θα μελετηθεί μήκους 10 χιλιομέτρων και βάθους 1000 μέτρων εμφανίζεται στην εικόνα (6).



Εικόνα 6: Σε μεγέθυνση το τμήμα των 10 χιλιομέτρων που θα μελετηθεί με την ερμηνεία του. Εντοπίζονται 3 ανακλαστήρες, δηλαδή 3 στρώματα ιζημάτων συνολικού πάχους 700 μέτρων περίπου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΚΑΙ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

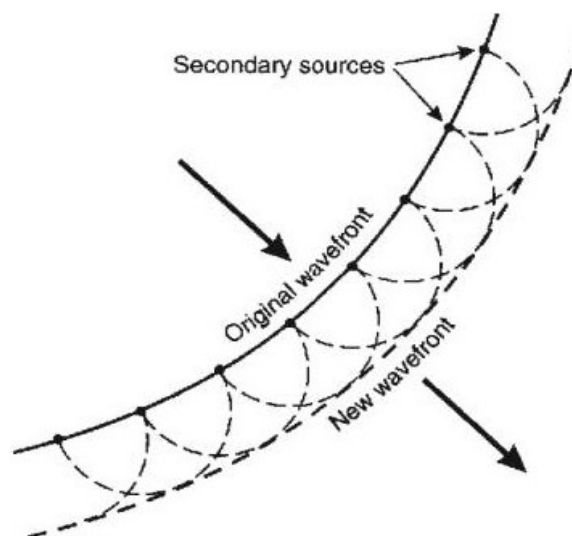
3.1 ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται ανάλυση προχωρημένων εννοιών της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης, καθώς ως στόχος τίθεται η περαιτέρω γεωφυσική προσέγγιση στο θέμα με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών στην κυματική εξίσωση, και όχι η περιγραφή της σεισμικής μεθόδου. Θεωρώντας δεδομένες τις βασικές έννοιες της σεισμικής ανάκλασης σχετικά με τον τρόπο παραγωγής και συλλογής δεδομένων, προχωράμε σε ανάλυση προχωρημένων εννοιών, όπως παράμετροι από τις οποίες εξαρτάται η ταχύτητα, η μέση τετραγωνική ταχύτητα, διορθώσεις στα διάφορα στάδια της επεξεργασίας δεδομένων και φίλτρα που εφαρμόζονται. Επιπλέον γίνεται αναλυτική περιγραφή της ετερογενούς προσέγγισης για υπερβολικά συστήματα 1^{ου} βαθμού, καθώς αναλύονται και οι συνθήκες των λύσεων των διαφορικών εξισώσεων όπως η ακρίβεια, η σύγκλιση και η σταθερότητα.

3.2 Βασικές αρχές της μεθόδου

Η σεισμική μέθοδος χρησιμοποιείται ήδη πάνω από ένα αιώνα και στηρίζεται στην διάδοση των κυμάτων σε ελαστικό μέσο. Έχει εφαρμογές τόσο στην έρευνα υδρογονανθράκων όσο και στον κατασκευαστικό τομέα και στον τομέα της ενέργειας. Για αυτό γίνονται προσπάθειες για συνεχή βελτίωση της μεθόδου.

Κατά τη διάδοση των ελαστικών κυμάτων σύμφωνα με την αρχή του Huygens, κάθε σημείο μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ως πηγή δευτερογενούς κύματος (εικόνα 7).



Εικόνα 7: Αρχή του Huygens (<http://www.ukm.my/rahim/Seismic%20Refraction%20Surveying.htm>)

Κατά τη διάδοση των ελαστικών κυμάτων σε ένα μέσο, αυτό αποκτά μηχανική ενέργεια που οφείλεται τόσο στην ταλάντωση των υλικών σημείων όσο και στην ανάπτυξη τάσεων και παραμορφώσεων.

Η ταχύτητα διάδοσης των ελαστικών κυμάτων εξαρτάται από τις μηχανικές ιδιότητες του μέσου. Για να ανταποκρίνεται στην πραγματικότητα το μοντέλο που θα ερμηνεύει τις σεισμικές καταγραφές, πρέπει να συσχετιστούν οι ταχύτητες διάδοσης των ελαστικών κυμάτων με τη λιθολογία και με άλλες ιδιότητες των σχηματισμών όπως είναι η πυκνότητα, η πορώδης, η ηλικία του σχηματισμού καθώς και το είδος του ρευστού των πόρων.

3.3 Εξασθένηση ελαστικών κυμάτων με την απόσταση

Το πλάτος των ελαστικών κυμάτων εξαρτάται από τη διανυθείσα απόσταση, δηλαδή κατά τη διάδοσή τους τα κύματα υφίστανται εξασθένηση, η οποία μπορεί να διακριθεί σε γεωμετρική διασπορά και απόσβεση.

Η γεωμετρική διασπορά είναι ανεξάρτητη των ιδιοτήτων του μέσου, και εξαρτάται μόνο από την απόσταση και το πλάτος κύματος. Έτσι προκύπτει η σχέση

$$A=A_0 r_0(1/r) \quad (3.1)$$

Όπου A_0 και r_0 το πλάτος και η απόσταση από την πηγή αντίστοιχα του πρώτου κύματος.

Μέρος της ελαστικής ενέργειας απορροφάται από το μέσο και μετατρέπεται σε θερμότητα με αποτέλεσμα οι ταλαντώσεις να μηδενίζονται. Αυτό συμβαίνει λόγω εσωτερικής τριβής στο στερεό μέσο διάδοσης και ιξώδους τριβής στα ρευστά των πόρων.

Η σχέση της απόσβεσης

$$I=I_0(l/r^2)e^{-qr} \quad (3.2)$$

Όπου και I_0 οι τιμές της έντασης της ενέργειας σε δυο σημεία που απέχουν απόσταση μεταξύ τους και q ο συντελεστής απόσβεσης, ο οποίος είναι ανάλογος της συχνότητας, δηλαδή τα ελαστικά κύματα υψηλής συχνότητας αποσβένονται πιο έντονα με την απόσταση.

3.4 Επεξεργασία δεδομένων ανάκλασης

Η επεξεργασία σεισμικών δεδομένων είναι διαδικασία βελτίωσης του λόγου σήματος που περιλαμβάνει ανακλώμενα κύματα προς θόρυβο. Ο θόρυβος περιλαμβάνει κύματα διάθλασης, επιφανειακά κύματα, απευθείας κύματα, πολλαπλές ανακλάσεις, και τυχαίο θόρυβο.

- **Ενίσχυση (Gain Recovery)**

Καθώς το πλάτος του κύματος μειώνεται με τον χρόνο, προσπαθούμε να το ενισχύσουμε στο εργαστήριο.

- **Στατική διόρθωση (Static Correction)**

Το επιφανειακό αποσαθρωμένο στρώμα χαμηλής ταχύτητας και μεταβλητού πάχους επηρεάζει πολύ την ποιότητα του καταγραφής, διότι απορροφά τις υψηλές συχνότητες, και κυρίως, προκαλεί πολλαπλές ανακλάσεις στην διεπιφάνεια του με το αμέσως υποκείμενο στρώμα. Για αυτό το λόγο η πηγή των κυμάτων τοποθετείται περίπου στα 20 μέτρα βάθος από την επιφάνεια.

Η στατική διόρθωση απαλλάσσει τις καταγραφές από την επιρροή του επιφανειακού αποσαθρωμένου στρώματος

- **Έλεγχος-διόρθωση (Editing)**

Ελέγχονται οι καταγραφές και απορρίπτονται αυτές με αυξημένο επίπεδο θορύβου.

- **Αποσυνέλιξη (Deconvolution)**

Το σήμα που λαμβάνουμε περιέχει γεωλογικές πληροφορίες από τα στρώματα που διασχίζει. Μέσω της αποσυνέλιξης, η αρχική κυματομορφή συμπιέζεται έτσι ώστε το καταγραφόμενο σήμα να εμφανίζεται στην καθαρή του μορφή.

Η αποσυνέλιξη συνήθως περιλαμβάνει:

- ✓ Deterministic deconvolution: αφαίρεση επιδράσεων που οφείλονται στο σύστημα καταγραφής.
- ✓ Spiking deconvolution: συμπιέζει την κυματομορφή ώστε να μοιάζει περισσότερο με ακίδες.
- ✓ Predictive deconvolution: χρησιμοποιεί τα τελευταία τμήματα της αυτοσυσχέτισης ώστε να αφαιρέσει τις επιδράσεις από κάποιες πολλαπλές ανακλάσεις.
- ✓ Sparse-spike deconvolution: ελαχιστοποιεί τον αριθμό των ανακλάσεων ενώ παράλληλα δίνει έμφαση στα μεγάλα πλάτη.

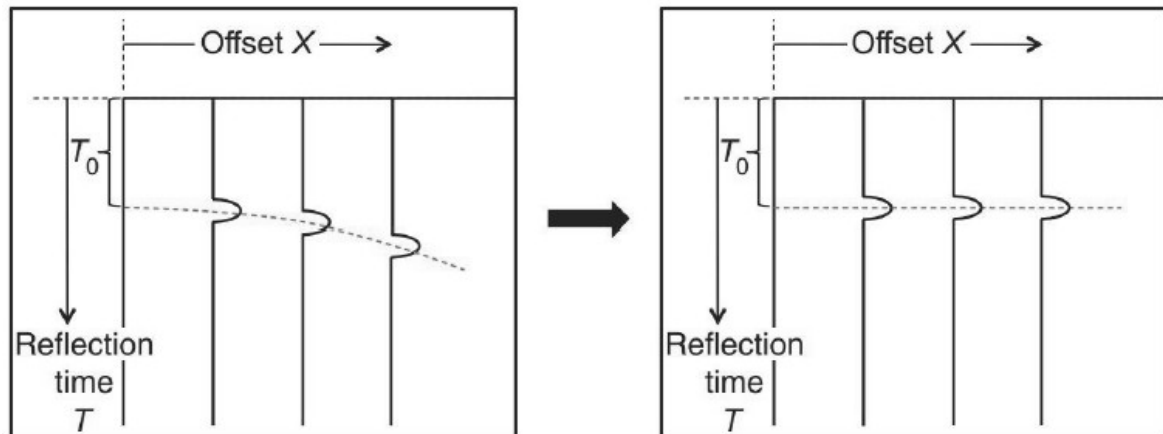
3.5 Δυναμική διόρθωση, Σεισμική υπέρθεση και Σεισμική χωροθέτηση

Η δυναμική διόρθωση (NMO Correction) εφαρμόζεται στους χρόνους διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων με σκοπό να αφαιρεθεί η κανονική χρονική απόκλιση. Εξαρτάται από την απόσταση του γεωφώνου από την πηγή των κυμάτων, από την ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων και από το βάθος της ανακλώμενης επιφάνειας. Σκοπός της είναι να αναχθούν όλοι οι χρόνοι διαδρομής σε διπλό κατακόρυφο χρόνο που αντιστοιχεί μηδενική απόσταση πηγής-γεωφώνου, και για να καθοριστεί σωστά, πρέπει η τιμή της μέσης ταχύτητας να έχει μεγάλη ακρίβεια.

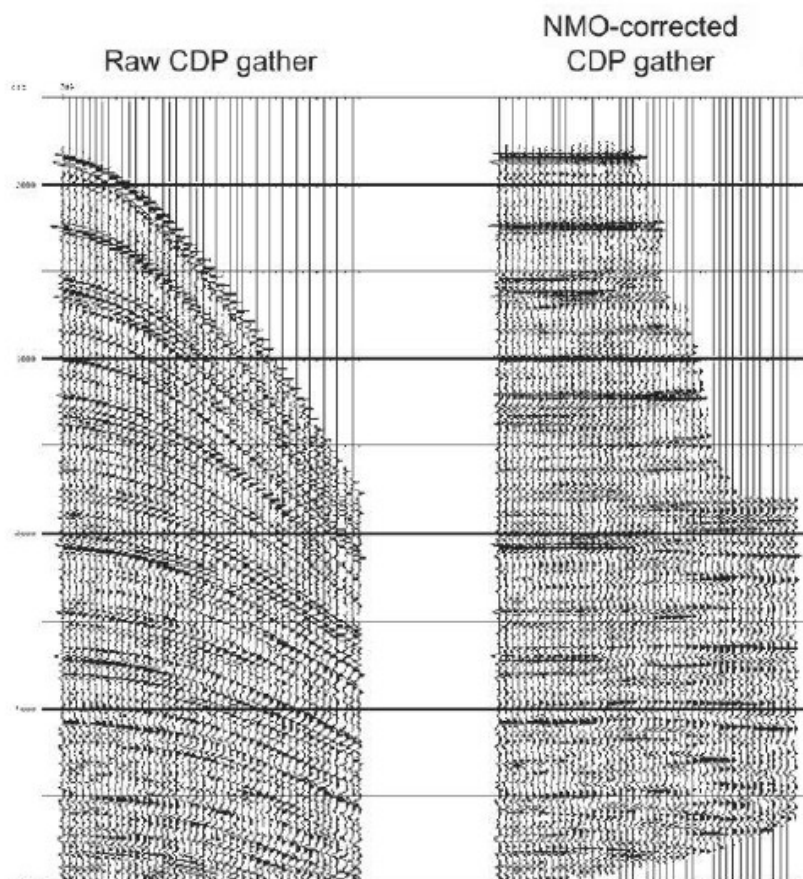
$$\Delta t = t_0 - t(x) \text{ όπου } t(x) = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x^2}{V_{stack}^2}\right)} \quad (3.3)$$

Όπου x = απόσταση πηγής-γεωφώνου και t_0 = χρόνος διαδρομής για $X=0$

Στη δυναμική διόρθωση όλα τα ίχνη διορθώνονται ώστε να προκύψουν ίχνη που θα είχαν καταγραφεί αν η πηγή και τα γεωφώννα συνέπιπταν ($X=0$) (εικόνες 8 και 9).



Εικόνα 8: Εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης (Τζιμέας, 2016)

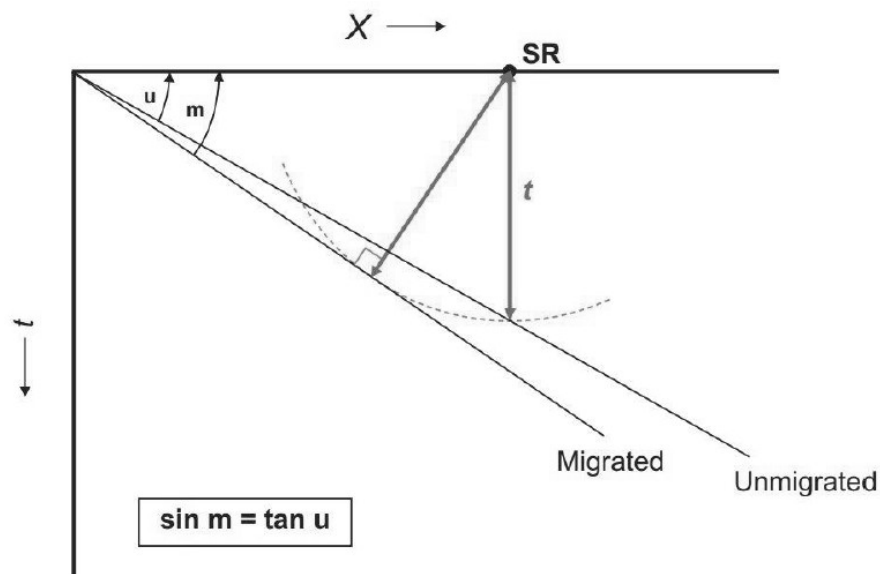


Εικόνα 9: Εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης σε σεισμικά ίχνη (Τζιμέας, 2016)

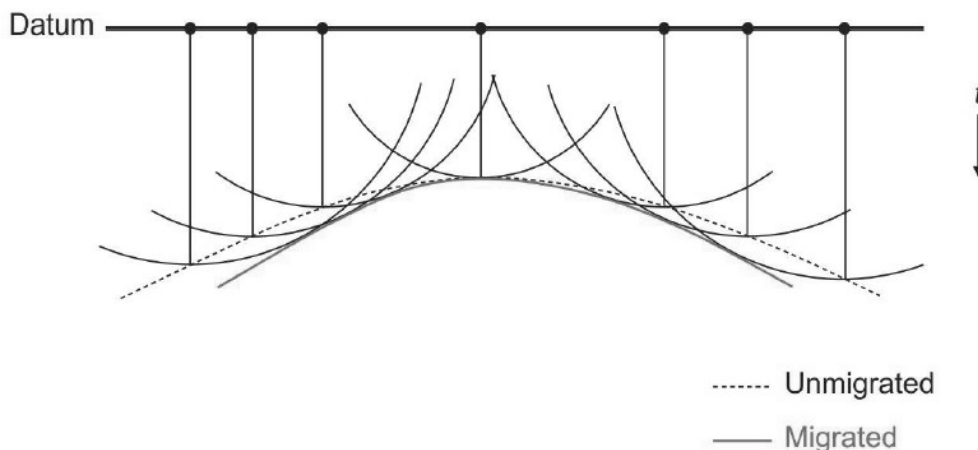
Μετα την εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης , προχωράμε στην υπέρθεση δηλαδή την άθροιση των σημάτων(CDP Stacking)κοινού ενδιαμέσου σημείου ανάκλασης με σκοπό την μείωση του θορύβου. Επιπλέον, με την άθροιση επιτυγχάνουμε:

- Αύξηση του σήματος σε σχέση με τον θόρυβο
- Τη βελτίωση του αρχικού σήματος σε σχέση με τις πολλαπλές ανακλάσεις
- Τη μείωση του όγκου των σεισμικών δεδομένων
- Την εμφάνιση των ιχνών σε μία μορφή που μοιάζει με αυτή της μηδενικής απόστασης πηγής- γεωφώνου και τα οποία θα αθροιστούν για να δώσουν τη σεισμική τομή υπέρθεσης.

Οι προηγούμενες διαδικασίες έχουν εφαρμογή στην περίπτωση που η επιφάνεια ανάκλασης είναι οριζόντια. Όταν όμως η επιφάνεια είναι κεκλιμένη πρέπει να οριστεί το πραγματικό σημείο ανάκλασης, κάτι που επιτυγχάνεται μέσω της χωροθέτησης (Migration). Έτσι γίνεται ανακατασκευή και σωστή τοποθέτηση των επιφανειών ανάκλασης που παρουσιάζουν κλίση σε μία τομή υπέρθεσης (εικόνες 10 και 11).



Εικόνα 10: Γεωμετρία της μετανάστευσης (Τζιμέας, 2016)

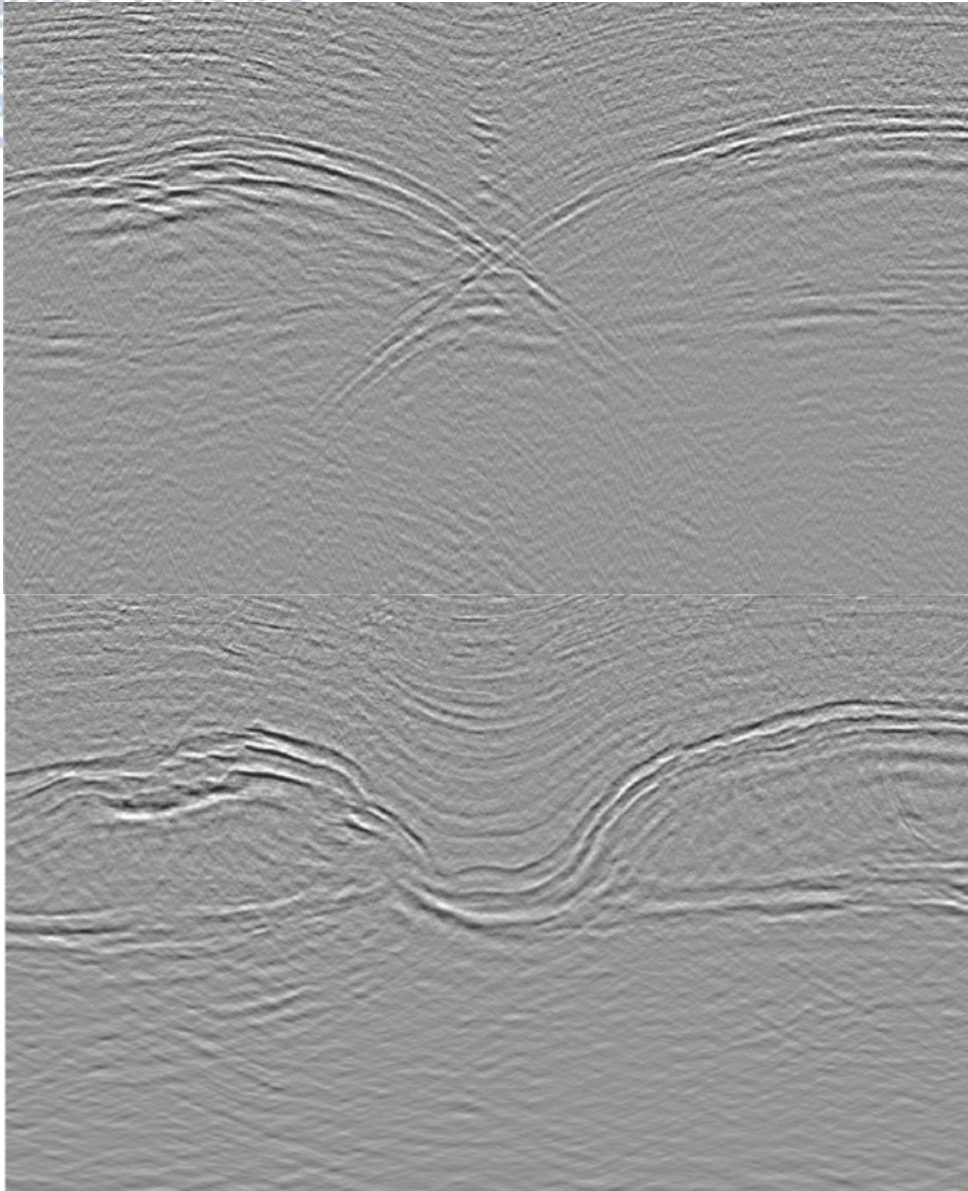


Εικόνα 11: Κατά την εφαρμογή της μετανάστευσης, μια νέα επιφάνεια δημιουργείται και η οποία αντιστοιχεί στην πραγματική κεκλιμένη επιφάνεια ανάκλασης (Τζιμέας, 2016).

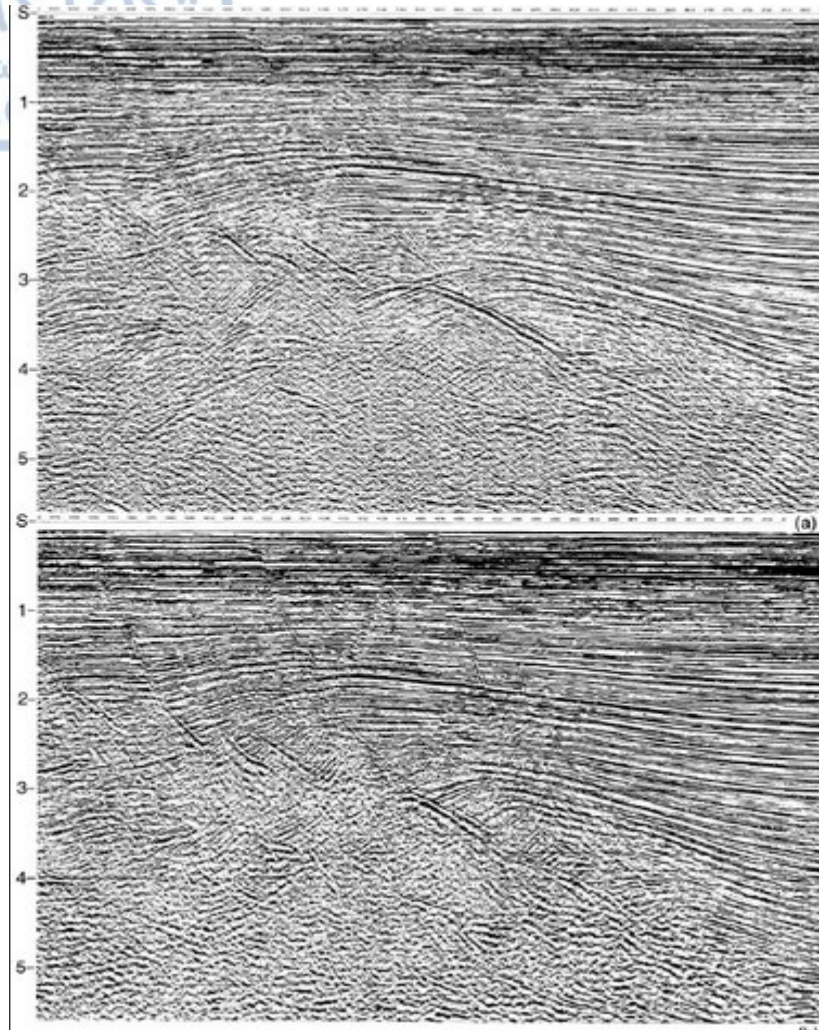
Η χωροθέτηση μπορεί να εφαρμοστεί είτε μετά την υπέρθεση (post-stack) είτε πριν από αυτήν (pre-stack). Αν γίνει εφαρμογή μετά τη σώρευση, η ευκρίνεια μειώνεται με το βάθος.

Όταν όμως η χωροθέτηση εφαρμοστεί μετά την υπέρθεση, δίνεται καλύτερη και πιο αληθοφανής απεικόνιση των δεδομένων. Η διαδικασία γίνεται όταν η δομή των ταχυτήτων είναι σύνθετη και η δομή των στρωμάτων πολύπλοκη. Χρησιμοποιείται στην απεικόνιση δόμων άλατος και είναι πιο οικονομική από την pre-stack.

Με τη βοήθεια της χωροθέτησης, βελτιώνονται τομές με σύγκλινα και ρήγματα (εικόνες 12 και 13).



Εικόνα 12: Πριν τη χωροθέτηση,(επάνω) στη θέση ενός συγκλίνου εμφανίζεται η δομή γνωστή ως bow-tie, η οποία δίνει λανθασμένη γεωμετρία και θέση της δομής. Με την χωροθέτηση(κάτω) η δομή διορθώνεται και το αντίκλινο απεικονίζεται σωστά(PGS) (Τζιμέας, 2016).



Εικόνα 13: Στα ρήγματα το φαινόμενο της περίθλασης επηρεάζει την σωστή καταγραφή των κυμάτων , με αποτέλεσμα την αλλοίωση της ρηγματομένης περιοχής(επάνω). Στο κάτω τμήμα του σχήματος η τομή δίνεται αφού έχει υποστεί χωροθέτηση και τα ρήματα απεικονίζονται σωστά. (Taner and Koehler, 1979)

3.6 Ομογενής και Ετερογενής προσέγγιση για υπερβολικά συστήματα 1ου βαθμού

Στη Γεωφυσική χρησιμοποιούνται διαφορικές εξισώσεις με μερικές παραγώγους οι οποίες διακρίνονται σε 3 κύριες κατηγορίες:

1. Παραβολικό πρόβλημα
2. Ελλειπτικό πρόβλημα (Dirichlet)
3. Υπερβολικό πρόβλημα

Το πρόσφατο ενδιαφέρον για την εξαγωγή λεπτομερειών από σειсмоγράμματα πεδίου έχει διεγείρει την αναζήτηση διαδικασιών αριθμητικής μοντελοποίησης, οι οποίες μπορούν να παράγουν συνθετικά σειсмоγράμματα.

Μεταξύ των διάφορων τεχνικών που είναι διαθέσιμες για το σκοπό αυτό, η αντικατάσταση της εξίσωσης κύματος με μια κατάλληλη αναπαράσταση εξισώσεων διαφορών προσφέρει σαφή πλεονεκτήματα. Αυτή η προσέγγιση είναι απλή και μπορεί να εφαρμοστεί εύκολα. Υπολογίζει αυτομάτως τα σωστά σχετικά πλάτη των διαφόρων αφίξεων και περιλαμβάνει τις συνεισφορές των κυμάτων Rayleigh, και των κυμάτων χώρου.

Έχουν εξεταστεί δύο υπολογιστικές προσεγγίσεις η ομογενής στην οποία πρέπει να πληρούνται ρητά οι οριακές συνθήκες μεταξύ μέσων με διαφορετικές ελαστικές ιδιότητες. Στην περίπτωση της «ετερογενούς προσέγγισης», αυτές οι ελαστικές ιδιότητες μπορούν να καθοριστούν σε κάθε σημείο πλέγματος και οι οριακές συνθήκες ικανοποιούνται, δηλαδή η κυματική εξίσωση μπορεί να επιλυθεί για όλο το μοντέλο (Kelly, 1976).

Ένα πρώτου βαθμού σύστημα διαφορικών εξισώσεων με μερικές παραγώγους υπερβολικού τύπου στις δύο διαστάσεις μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$\partial_t U(x, z, t) = A \partial_x U(x, z, t) + B \partial_z U(x, z, t) \quad (3.4)$$

Όπου U διανυσματική συνάρτηση των x, z, t , $y=0$ και A, B πίνακες.

Διάφορες διαφορικές προσεγγίσεις έχουν καθιερωθεί και εφαρμοστεί. Η πιο γνωστή μέθοδος για υπερβολικά συστήματα πρώτου βαθμού είναι η Lax-Wendroff (Lax and Wendroff, 1964, Mitchell, 1980) όπου η λύση της διαφορικής εξίσωσης καθορίζεται έτσι ώστε να έχει ακρίβεια δευτέρου βαθμού. Το τροποποιημένο σύστημα Lax-Wendroff είναι βασισμένο στο ανάπτυγμα σε σειρά Taylor του U σε χρόνο $t+\kappa$ για χρονικό βήμα $\kappa>0$:

$$U(x, z, t + \kappa) = U(x, z, t) + \kappa \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{2} \kappa^2 \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} + O(\kappa^3) \quad (3.5)$$

και από την αντικατάσταση των χρονικών παραγώγων στην σχέση (3.4) προκύπτει:

$$U(x, z, t + \kappa) = U(x, z, t) + \kappa \left(A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{1}{2} \kappa^2 \left[A \frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) + B \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) \right] \quad (3.6)$$

όπου οι προς τα εμπρός (forward) και προς τα πίσω (backward) διαφορικοί συντελεστές Δ_s , ∇_s ($s = x$ or z) είναι $\Delta U_s = U_{s+1} - U_s$, $\nabla_s = U_s - U_{s-1}$ και $p = \kappa/h$

Αν στην σχέση (3.5) αντικαταστήσουμε τις μερικές παραγώγους με πεπερασμένες διαφορές, προκύπτει:

$$\begin{aligned} U_{j,m}^{n+1} = & \{ I + \frac{p}{2} A_{j,m} (\Delta_x + \nabla_x) + \frac{p}{2} B_{j,m} (\Delta_z + \nabla_z) + \frac{p^2}{4} (A_{j,m} \Delta_x A_{j,m} \nabla_x + A_{j,m} \nabla_x A_{j,m} \Delta_x) \\ & + \frac{p^2}{4} (B_{j,m} \Delta_z B_{j,m} \nabla_z + B_{j,m} \nabla_z B_{j,m} \Delta_z) + \frac{p^2}{4} [A_{j,m} (\nabla_x B_{j,m}) \Delta_z + A_{j,m} (\Delta_x B_{j,m}) \nabla_z] \\ & + \frac{p^2}{4} [B_{j,m} (\nabla_z A_{j,m}) \Delta_x + B_{j,m} (\Delta_z A_{j,m}) \nabla_x] + \frac{p^2}{8} (A_{j,m} B_{j,m} + B_{j,m} A_{j,m}) (\Delta_x + \nabla_x) (\Delta_z + \nabla_z) \} U_{j,m}^n \end{aligned} \quad (3.7)$$

Η σχέση αυτή μπορεί όμως να γραφτεί και ως εξής (3.7) και να απεικονιστεί σχηματικά (εικόνα 14):

$$U_{j,m}^{n+1} = \{I - \frac{p^2}{4}[A_{j,m}(A_{j+1,m} + 2A_{j,m} + A_{j-1,m}) + B_{j,m}(B_{j,m+1} + 2B_{j,m} + B_{j,m-1})]$$

$$+ \frac{p^2}{4}[A_{j,m}(B_{j+1,m} - 2B_{j,m} + B_{j-1,m}) + B_{j,m}(A_{j,m+1} - 2A_{j,m} + A_{j,m-1})]\}U_{j,m}^n$$

$$+ \frac{p}{2}\{A_{j,m}[I + \frac{p}{2}(A_{j+1,m} + A_{j,m})] + \frac{p}{2}B_{j,m}(A_{j,m} - A_{j,m-1})\}U_{j+1,m}^n$$

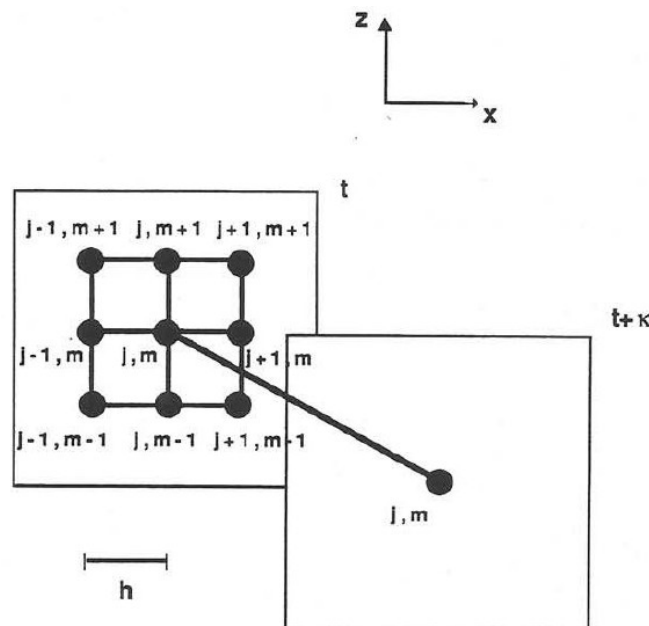
$$+ \frac{p}{2}\{B_{j,m}[I + \frac{p}{2}(B_{j,m+1} + B_{j,m})] + \frac{p}{2}A_{j,m}(B_{j,m} - B_{j,m-1})\}U_{j,m+1}^n$$

$$- \frac{p}{2}\{A_{j,m}[I - \frac{p}{2}(A_{j,m} + A_{j-1,m})] + \frac{p}{2}B_{j,m}(A_{j,m+1} - A_{j,m})\}U_{j-1,m}^n$$

$$- \frac{p}{2}\{B_{j,m}[I - \frac{p}{2}(B_{j,m} + B_{j,m-1})] + \frac{p}{2}A_{j,m}(B_{j+1,m} - B_{j,m})\}U_{j,m-1}^n$$

$$+ \frac{p^2}{8}(A_{j,m}B_{j,m} + B_{j,m}A_{j,m})\{U_{j+1,m+1}^n - U_{j-1,m+1}^n - U_{j+1,m-1}^n + U_{j-1,m-1}^n\}$$

(3.8)



Εικόνα 14: Αριθμητικό σχήμα Lax-Wendroff

Αν μία αρμονική συνιστώσα Fourier $U=U_0 e^{i\beta x + i\gamma z}$, όπου U_0 σταθερό διάνυσμα, αντικατασταθεί στην διαφορική εξίσωση για U_n , έχει βρεθεί ότι το U_{n+1} είναι της ίδιας μορφής αλλά με GU_0 αντί του U_0 . Ο πίνακας G για την εξίσωση (3.8) ονομάζεται πίνακας ενίσχυσης:

$$G = I - \frac{P}{2} [G_1 e^{-i\xi} + G_2 e^{i\xi} + G_3 e^{-i\eta} + G_4 e^{i\eta} + (AB + BA) \sin \xi \sin \eta] + ip[A \sin \xi + B \sin \eta] \quad (3.9)$$

Το αριθμητικό σχήμα MacCormack (MacCormack, 1971), χρησιμοποιείται στην επίλυση της (3.4) και εφαρμόζεται σε δυο στάδια. Πρώτα επιλύεται αριθμητικά η μονοδιάστατη κυματική στη z διεύθυνση:

$$\partial_t U(x, z, t) = A \partial_x U(x, z, t) \quad (3.10)$$

Το πρώτο μέρος είναι εξίσωση πρόβλεψης, ενώ το δεύτερο μέρος για $n+1$ διορθώνει ότι προέβλεψε η U^n , δηλαδή:

$$U_{j,m}^{(1)} = U_{j,m}^n - \frac{P}{6} A_{j,m} (7U_{j,m}^n - 8U_{j+1,m}^n + U_{j+2,m}^n)$$

$$U_{j,m}^{n+1} = \frac{1}{2} (U_{j,m}^{(1)} + U_{j,m}^n) + \frac{P}{12} A_{j,m} (7U_{j,m}^{(1)} - 8U_{j-1,m}^{(1)} + U_{j-2,m}^{(1)}) \quad (3.11)$$

Στην συνέχεια με ανάλογο τρόπο επιλύεται η μονοδιάστατη κυματική στην z -διεύθυνση (Vafidis, 1988).

3.7 Ακρίβεια, Ευστάθεια, Σύγκλιση, Διασπορά

Για να εξασφαλιστεί ότι η αριθμητική λύση της διαφορικής εξίσωσης θα παραμείνει οριοθετημένη καθώς οι υπολογισμοί προχωράνε και καθώς η απόσταση γειτονικών κόμβων του δικτύου (grid) καθίσταται όλο και μικρότερη, ώστε αυτές οι λύσεις να προσεγγίζουν τη λύση της διαφορικής εξίσωσης, πρέπει να ελεγχθούν η ακρίβεια (accuracy), η σύγκλιση (convergence) και η ευστάθεια (stability) (Βαφείδης, 1988)

Ακρίβεια

Ένα κριτήριο για την τοπική ακρίβεια των πεπερασμένων διαφορών ορίζεται από την διαφορά, E , ανάμεσα στην λύση της διαφορικής εξίσωσης, W , και την αριθμητική λύση, U , σε ένα σημείο του δικτύου:

$$E_{j,m}^n = W_{j,m}^n - U_{j,m}^n \quad (3.12)$$

Το σφάλμα αποκοπής για το αριθμητικό σχήμα τύπου McCormack) είναι:

$$E = \kappa \left[\pm \frac{1}{6} A_0 (A_x U_x)_x \kappa h + O(h^4) + O(\kappa h^2) + O(\kappa^2) \right] \quad (3.13)$$

Ευστάθεια

Το πρόβλημα της ευστάθειας, αφορά την εύρεση συνθηκών κάτω από τις οποίες η διαφορά της λύσης της διαφορικής εξίσωσης και της αριθμητικής λύσης παραμένει ορισμένη καθώς ο χρόνος προχωράει. Η διερεύνηση γίνεται μέσω ανάλυσης FOURIER, διότι όσο το σφάλμα μεγαλώνει χωρίς όριο, τόσο πιο ασταθής γίνεται η αριθμητική λύση.

Ακόμα και αν A και B είναι σταθεροί πίνακες, η ευστάθεια για υπερβολικού τύπου σύστημα διαφορικών εξισώσεων είναι δύσκολη.

Ο πίνακας ενίσχυσης G με A , B σταθερούς, που χρησιμοποιείται για την αξιολόγηση των ιδιοτιμών, είναι:

$$G = I - p^2 [A^2(1 - \cos \xi) + B^2(1 - \cos \eta) + \frac{1}{2}(AB + BA) \sin \xi \sin \eta] + ip[A \sin \xi + B \sin \eta] \quad (3.14)$$

Το 1964, οι Lax και Wendroff, απέδειξαν ότι αν

$$|a_m| = \max_{A,B} (|a_A, a_B|) \quad (3.20)$$

τότε η αριθμητική λύση, με A, B σταθερούς, είναι ευσταθής εφόσον

$$p|a_m| \leq \frac{1}{2\sqrt{2}} \quad (3.15)$$

Για το αριθμητικό σχήμα MacCormack, εφόσον ο πίνακας A μπορεί να γίνει διαγώνιος και για α ιδιοτιμή του A, η συνθήκη ευστάθειας για αυτό το σχήμα (Gottlieb και Turkel, 1976) δίνεται από:

$$p|a_m| \leq \frac{2}{3} \quad (3.16)$$

Προκύπτει λοιπόν ότι η συνθήκη ευστάθειας του σχήματος MacCormack είναι σχεδόν κατά το ήμισυ περιοριστική σε σχέση με τη συνθήκη του Lax-Wendroff.

Σύγκλιση

Η συνθήκη σύγκλισης είναι λιγότερο αυστηρή από τη συνθήκη ευστάθειας. Η σύγκλιση μπορεί να εξασφαλιστεί όταν ένα σχήμα είναι ευσταθές και το σφάλμα αποκοπής τείνει στο μηδέν με h, κ να τείνουν στο μηδέν (συνεπές σχήμα, Boore, 1972).

Διασπορά

Οι ιδιότητες της αριθμητικής διασποράς σχετίζονται με την ταχύτητα διάδοσης της αριθμητικής λύσης. Ένα μέτρο της διασποράς είναι το σφάλμα φάσης. Τα σφάλματα φάσης προκύπτουν από την αντικατάσταση της διαφορικής εξίσωσης με μία εξίσωση διαφορών. Τα σφάλματα φάσης παράγουν μεταβολή στην ταχύτητα φάσης με τη συχνότητα ή τον κυματάρημο.

3.8 Πεπερασμένες διαφορές στην κυματική εξίσωση P-SV

Πρώτο σημαντικό βήμα είναι ο προσεκτικός χωρισμός σε κελιά του μοντέλου που χρησιμοποιείται και στη συνέχεια ο ορισμός των διαστάσεων του. Μέσω της συνθήκης ευστάθειας ορίζονται το μέγιστο χρονικό βήμα, το οποίο εξαρτάται από την μέγιστη σεισμική ταχύτητα.

Το πρόβλημα της διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε 2 διαστάσεις (X και Z), μπορεί να επιλυθεί χρησιμοποιώντας την οριζόντια (X) και την κατακόρυφη (Z) συνιστώσα της ταλάντωσης.

Οι βασικές εξισώσεις για το δισδιάστατο πρόβλημα διάδοσης P-SV κυμάτων σε ανομοιογενές μέσο είναι:

$$\rho(x, z) \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} ((\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial x} + \lambda(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial z} (\mu(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial x} + \mu(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial z}) \quad (3.17)$$

και

$$\rho(x, z) \frac{\partial^2 w(x, z, t)}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial z} ((\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial z} + \lambda(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial x} (\mu(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial z} + \mu(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial x}) \quad (3.18)$$

όπου $u(x, z, t)$, $w(x, z, t)$ είναι οι μετατοπίσεις στις X και Z κατευθύνσεις αντίστοιχα, $\mu(x, z)$ και $\lambda(x, z)$ είναι οι παράμετροι Lamé, $\rho(x, z)$ είναι η πυκνότητα και υποδηλώνει μερική παράγωγο.

Για την περίπτωση αυτή πιο εύκολα θα επιλυθεί το ισοδύναμο σύστημα πρώτης τάξης. Οι αντίστοιχες βασικές εξισώσεις είναι:

$$\rho(x, z) \partial_t \dot{u}(x, z, t) = \partial_x \sigma_{xx}(x, z, t) + \partial_z \sigma_{xz}(x, z, t) \quad (3.19)$$

$$\rho(x, z) \partial_t \dot{w}(x, z, t) = \partial_x \sigma_{xz}(x, z, t) + \partial_z \sigma_{zz}(x, z, t) \quad (3.20)$$

Και οι σχέσεις μετά την πρώτη παραγωγή των σχέσεων τάσης-παραμόρφωσης:

$$\partial_t \sigma_{xx}(x, z, t) = (\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \partial_x \dot{u}(x, z, t) + \lambda(x, z) \partial_z \dot{w}(x, z, t) \quad (3.21)$$

$$\partial_t \sigma_{xz}(x, z, t) = \mu(x, z) \partial_x \dot{w}(x, z, t) + \mu(x, z) \partial_z \dot{u}(x, z, t) \quad (3.22)$$

$$\partial_t \sigma_{zz}(x, z, t) = \lambda(x, z) \partial_x \dot{u}(x, z, t) + (\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \partial_z \dot{w}(x, z, t) \quad (3.23)$$

όπου σ_{xx} , σ_{xz} , σ_{zz} , είναι τα στοιχεία του τανυστή της τάσης και οι τελείες σημαίνουν παράγωγο ως προς το χρόνο.

Η βασική εξίσωση που επιλύεται είναι ίδιας μορφής με την σχέση (3.4):

$$\partial_t U(x, z, t) = A \partial_x U(x, z, t) + B \partial_z U(x, z, t) \quad (3.24)$$

Και μπορεί να γραφτεί με μορφή πινάκων ως εξής:

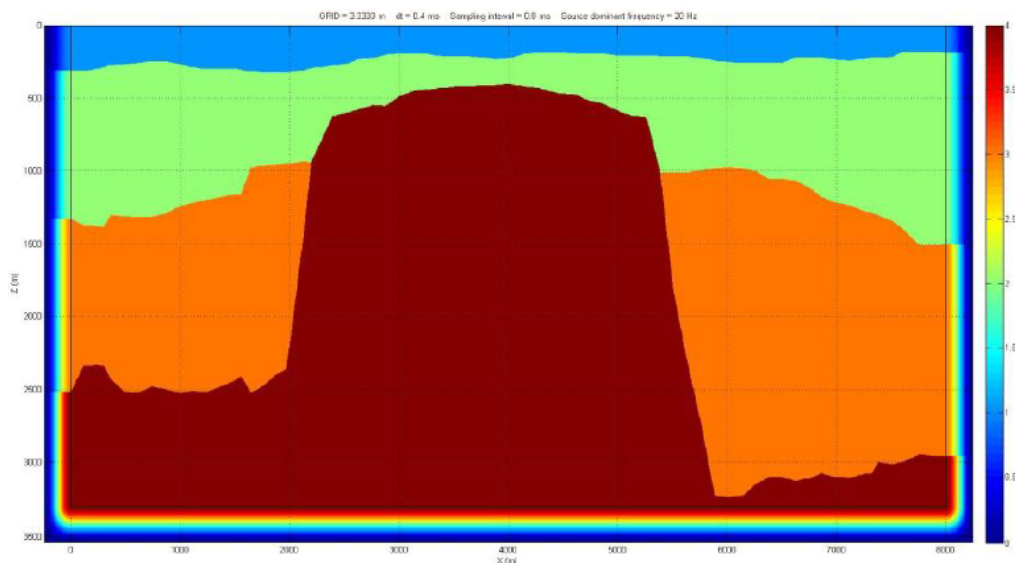
$$\partial_t \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & \rho^{-1} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} \\ \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \mu & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \partial_x \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} \\ 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} & 0 \\ 0 & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ \mu & 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \partial_z \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix}$$

3.9 Όρια απορρόφησης

Η σημασία των ορίων απορρόφησης αναγνωρίστηκε στο παρελθόν και κατά συνέπεια έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι για την κατασκευή απορροφητικών ορίων.

Μια κατηγορία μεθόδων που προέκυψαν πιο πρόσφατα βασίζεται στην αντικατάσταση της εξίσωσης κύματος στα πλάγια όρια. Στα σημεία αυτά του πλέγματος εφαρμόζεται κυματική εξίσωση που επιτρέπει την διάδοση του κύματος προς μία μόνο κατεύθυνση. Έτσι τα κύματα που εισέρχονται υπό γωνία σε αυτή τη περιοχή, αναγκάζονται να διαδοθούν στην οριζόντια διεύθυνση προς το εξωτερικό και όχι προς το εσωτερικό του μοντέλου με αποτέλεσμα να μην εμφανίζονται πλευρικές ανακλάσεις από τα πλάγια όρια.

Η παραπάνω διαδικασία απαιτεί στενή ζώνη μετάβασης, σε κάθε όριο. (εικόνα 15) (Βαφειδης, 1994).



Εικόνα 15: Όρια απορρόφησης (Vafidis et al., 1994)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

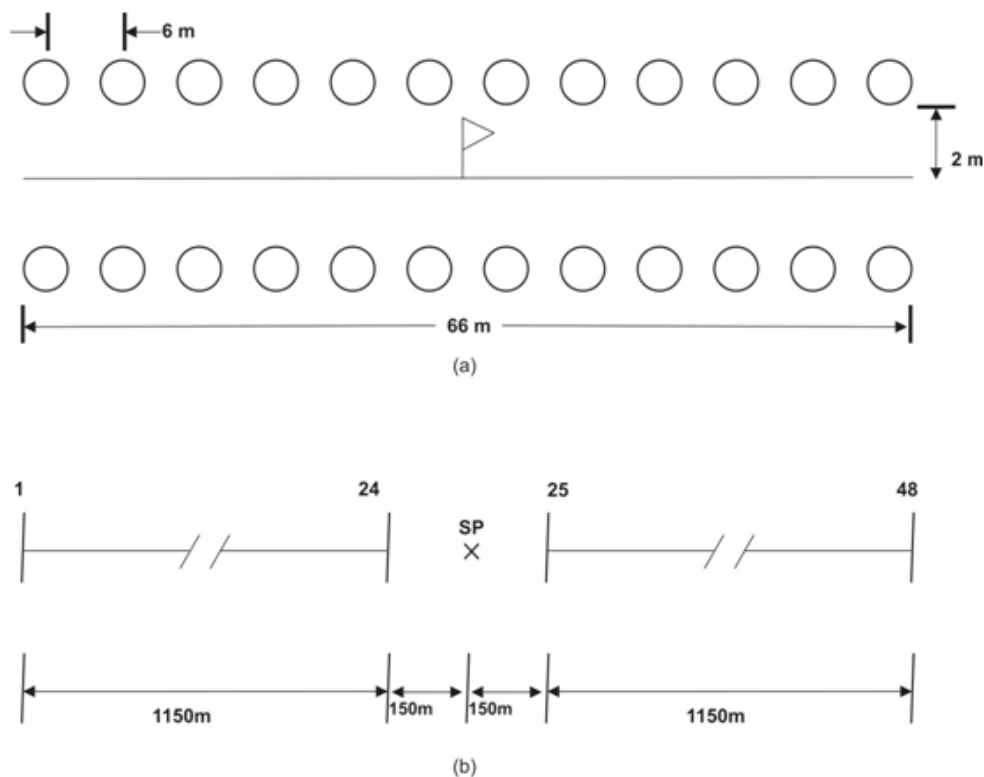
4.1 Περίληψη

Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται αναλυτική περιγραφή των βημάτων για την εκτέλεση του πειράματος. Αρχικά, με χρήση των τιμών βάθους των 3 ανακλαστήρων που ελήφθησαν από το Petrel, στήνεται το μοντέλο μέσω του λογισμικού PSV_SYNTHEICS. Ορίζονται οι ταχύτητες κάθε στρώματος και η διάταξη πηγών και γεωφώνων και παράγεται το συνθετικό μοντέλο της περιοχής. Παράγεται το μοντέλο μέσης τετραγωνικής ταχύτητας και τα κύματα που διαδόθηκαν καθώς και η πορεία διάδοσης των κυμάτων μέσα στον χώρο.

4.2 Γεωμετρία πειράματος και γεωλογικά στοιχεία

Κατά την εκτέλεση του πειράματος χρησιμοποιήθηκαν εκρηκτικά για παραγωγή τεχνητών σεισμικών κυμάτων. Η τοποθέτηση τους έγινε σε μικρές τρύπες βάθους 15-25 μέτρων.

Η διάταξη γεωφώνων που χρησιμοποιήθηκε είναι split spread array και κάθε συστοιχία αποτελείται από 24 γεώφωνα κατακόρυφης συνιστώσας με 48 συστοιχίες ανά πηγή και ισαπόσταση 50 μέτρων (εικόνα 16).



Εικόνα 16: Συστοιχία γεωφώνων και διάταξη πηγής-γεωφώνων.

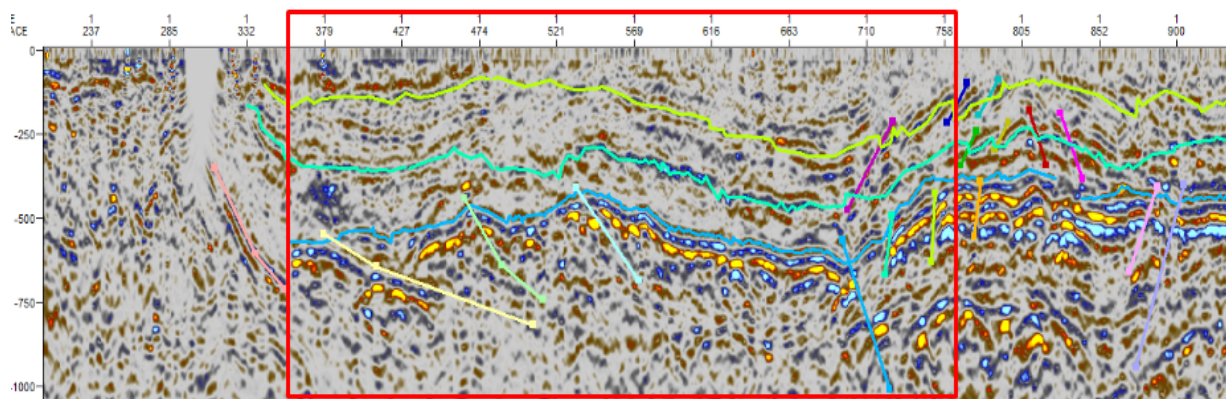
Επειδή η διάταξη αυτή δεν μπορεί να εισαχθεί στο λογισμικό, χρησιμοποιήθηκε μια απλή με ανάπτυγμα γεωφώνων 30 μέτρα. Συνολικά, η μέγιστη απόσταση πηγής-δεκτών είναι 1330 μέτρα.

Επιπλέον, για όλο το τμήμα των 10000 μέτρων της τομής χρησιμοποιήθηκαν 86 πηγές με ισαπόσταση 100 μέτρα. Βάθος πηγών ορίστηκαν τα 20 μέτρα, καθώς για τις τεχνητές εκρήξεις πρέπει να ορίζεται ένα βάθος 15-25 μέτρων στο έδαφος με σκοπό την καλύτερη επιτυχία τους πειράματος.

Μετά από ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων, εντοπίστηκαν 3 ιζηματογενή στρώματα και το υπόβαθρο.

Το ανώτερο στρώμα μέχρι το βάθος των 100- 300 μέτρων κατά θέσεις, αποτελείται από ιζήματα Τεταρτογενούς, το δεύτερο στρώμα μέχρι το βάθος 300-500 κατά θέσεις περιλαμβάνει ιζήματα Πλειστοκαίνου, ενώ το επόμενο στρώμα ιζήματα Πλειοκαίνου και εντοπίζεται μέχρι το βάθος των 700 μέτρων σε κάποιες θέσεις. Το υπόβαθρο καταλαμβάνει τον υπόλοιπο χώρο μέχρι τα 1000 μέτρα που είναι και το υπό εξέταση τμήμα και αποτελείται από Πλακώδεις ασβεστόλιθους Παλαιογενους (Αλπικοί σχηματισμοί) (εικόνα 17).

Δ



Εικόνα 167: Το υπό εξέταση τμήμα της σεισμικής γραμμής αποτελείται από 4 στρώματα.

Στον παρακάτω πίνακα εμφανίζονται οι επιλεγμένες ταχύτητες επιμήκων και εγκάρσιων Σκυμάτων για κάθε στρώμα καθώς και η μέση πυκνότητα (Παπαζάχος 1996) (Πίνακας 1).

ΣΤΡΩΜΑ	VP (m/s)	VS (m/s)	ρ (g/cm ³)
Ιζήματα Τεταρτογενούς	2000	1060	2,2
Ιζήματα Πλειστοκαίνου	2300	1200	2,4
Ιζήματα Πλειοκαίνου	2600	1600	2,5
Υπόβαθρο-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι Αλπικοί	3200	2000	2,6

Πίνακας1: Επιμήκη και εγκάρσια κύματα και πυκνότητα κάθε στρώματος.

4.3 Δημιουργία συνθετικών δεδομένων

Για τη δημιουργία και επεξεργασία των χερσαίων σεισμικών δεδομένων ανάκλασης χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Matlab και μέσω αυτής οι αλγόριθμοι δημιουργίας συνθετικών σεισμικών PSV_SYNTHETICS που αναπτύχθηκαν στο εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Οι αλγόριθμοι αυτοί μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την προσομοίωση της διάδοσης σεισμικών P και SV κυμάτων και κατ' επέκταση για την δημιουργία συνθετικών δεδομένων σε 2 διαστάσεις (2D) με την χρήση πεπερασμένων διαφορών (Vafidis, 1988).

Πριν φτάσουμε στο σημείο εισαγωγής εντολών και παραμέτρων, θα πρέπει να οριστούν οι κατάλληλοι περιορισμοί που αφορούν την ευστάθεια και την αριθμητική διασπορά.

Για την ευστάθεια ισχύει το εξής κριτήριο:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} * \alpha \leq \frac{2}{3} \quad (4.1)$$

Όπου α η μέγιστη ταχύτητα επιμήκων κυμάτων, Δt το χρονικό βήμα και Δx η ισαπόσταση των κόμβων στη X διεύθυνση.

Για την αριθμητική διασπορά ισχύει:

$$GRID \leq \frac{\lambda_{min}}{6} = \frac{Vs_{min}}{6 \cdot f_{max}} \approx \frac{Vs_{min}}{6 \cdot 2.5 \cdot f_{dom}} \quad (4.2)$$

Όπου GRID είναι η μέγιστη διάσταση των κελιών του μοντέλου, λ_{min} το ελάχιστο μήκος κύματος των σεισμικών κυμάτων που διαδίδονται στο μοντέλο, Vs_{min} η ελάχιστη ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων και f_{dom} η κυρίαρχη συχνότητα της σεισμικής πηγής και $f_{max} \approx 2.5 \times f_{dom}$ η μέγιστη συχνότητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Η ελάχιστη ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων σχετίζεται με τον περιορισμό της αριθμητικής διασποράς που δίδει το σχήμα των πεπερασμένων διαφορών που επιλύουν την κυματική εξίσωση (Vafidis, 1988, Manning, 2007, Σκαρλατούδης, 2009).

Στην προκειμένη περίπτωση του αλγόριθμου PSV_SYNTHETICS, η μέγιστη τιμή της διάστασης του κελιού (στην οριζόντια και κατακόρυφη διεύθυνση), στα οποία θα πρέπει να διακριτοποιηθεί το μοντέλο έτσι ώστε να πληροί το κριτήριο της αριθμητικής διασποράς, θα πρέπει να είναι μικρότερη από 15 φορές του μήκους κύματος των σεισμικών κυμάτων που διαδίδονται με την μικρότερη ταχύτητα διάδοσης (ελάχιστη Vs)

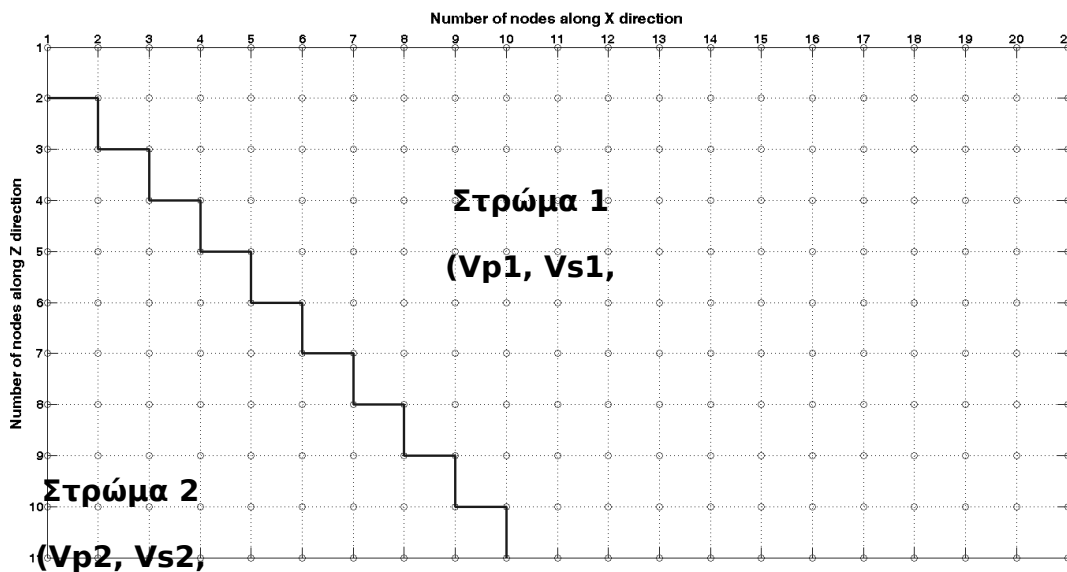
ή μικρότερη από 6 φορές του ελάχιστου μήκους κύματος των σεισμικών κυμάτων που διαδίδονται στο μοντέλο (εξίσωση 4.2).

GRID είναι η μέγιστη διάσταση των κελιών του μοντέλου, λ_{min} το ελάχιστο μήκος κύματος των σεισμικών κυμάτων που διαδίδονται στο μοντέλο, V_{smin} η ελάχιστη ταχύτητα διάδοσης των S-κυμάτων και f_{dom} η κυρίαρχη συχνότητα της σεισμικής πηγής και $f_{max} \approx 2.5 \times f_{dom}$ η μέγιστη συχνότητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Η προσομοίωση της διάδοσης σεισμικών P και SV κυμάτων σε 2 διαστάσεις (2D) με την χρήση πεπερασμένων διαφορών πραγματοποιείται με την διακριτοποίηση ενός παραλληλόγραμμου (μοντέλο) στο χώρο Z (βάθος) και X (οριζόντια διάσταση) σε επιμέρους κελιά (cells). Κάθε κελί, συνορεύει με τα γειτονικά του μέσω των κόμβων (nodes) του μοντέλου (εικόνα 18).

Κάθε κελί έχει συγκεκριμένη διάσταση (GRID) και είναι ίδια τόσο στην κατακόρυφη (Z) όσο και στην οριζόντια (X) διεύθυνση. Κάθε κελί προσδιορίζεται από 3 παραμέτρους: 1) Την ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων (V_p), 2) την ταχύτητα διάδοσης των S-κυμάτων (V_s) και 3) την πυκνότητα (ρ).

Από κάθε κόμβο διέρχονται οι διαχωριστικές επιφάνειες των διαφορετικών σεισμικών στρωμάτων, οι οποίες όμως δεν μπορούν να διχοτομήσουν ένα κελί. Πάνω στους κόμβους τοποθετούνται υποχρεωτικά οι πηγές και οι δέκτες.



Εικόνα 178: Διακριτοποίηση ενός μοντέλου σε 10 κελιά (cells) στον κατακόρυφο (Z) και 20 κελιά στον οριζόντιο (X) άξονα. Κάθε κελί, συνορεύει με τα γειτονικά του μέσω των κόμβων (nodes) του μοντέλου.

Επίσης, η διάδοση του κυματικού πεδίου στον χώρο (επίλυση της κυματικής εξίσωσης) πραγματοποιείται σε διακριτά χρονικά στάδια και ολοκληρώνεται σε συγκεκριμένο χρόνο (διάρκεια καταγραφής).

Για αυτό το λόγο, πριν από την εκτέλεση του PSV_SYNTHETICS, θα πρέπει αν είναι διαθέσιμα στοιχεία, τόσο για το σεισμικό μοντέλο όσο και για τις παραμέτρους καταγραφής των σεισμικών δεδομένων:

Γεωμετρία και παράμετροι σεισμικού μοντέλου:

- Διαστάσεις μοντέλου (μήκος και βάθος) σε μέτρα
- Γεωμετρία (στις 2 διαστάσεις) των στρωμάτων του μοντέλου
- Ταχύτητες (P και S -κυμάτων) σε m/s και πυκνότητα σε g/cm^3 κάθε στρώματος του μοντέλου.

Παράμετροι καταγραφής των σεισμικών δεδομένων:

- Κεντρική συχνότητα σεισμικής πηγής (σε Hz)
- Ισαπόσταση (σε m - περίπτωση ενεργοποίησης πολλών πηγών) και θέση των σεισμικών πηγών.
- Ισαπόσταση (σε m - περίπτωση χρήσης πολλών δεκτών) και θέση των δεκτών (γεωφώνων ή υδροφώνων)
- Διάρκεια καταγραφής (σε ms)

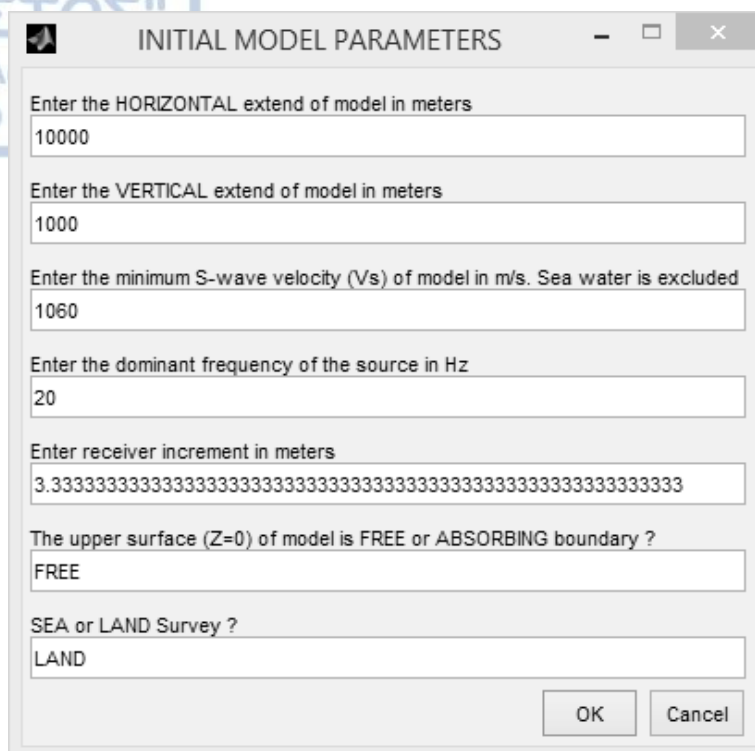
(Κρητικάκης Γεώργιος, Χανιά 2016)

Η αρχική εντολή που χρησιμοποιήθηκε για να ξεκινήσει ο αλγόριθμος είναι:

>>PSV_SYNTHEICS_VER11;

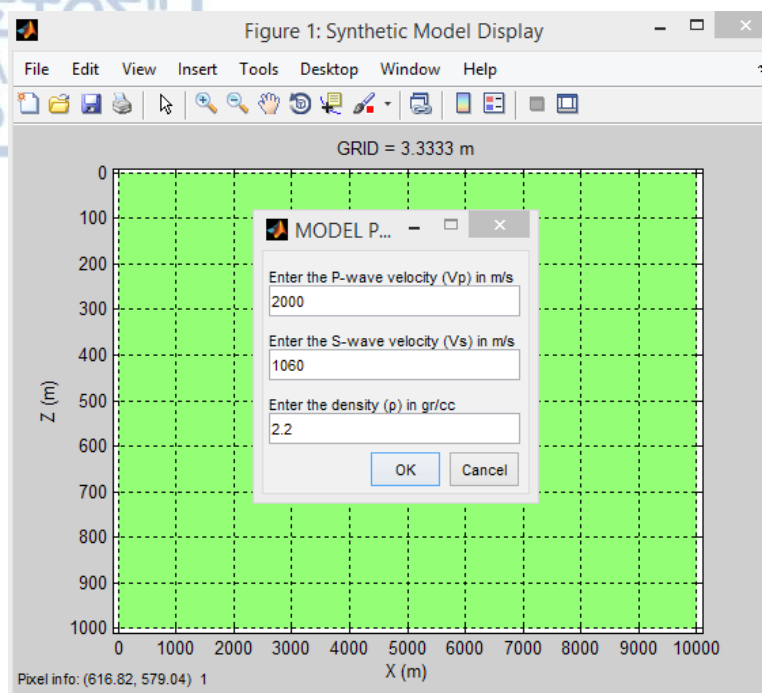
Αρχικά από το πρόγραμμα ζητούνται οι αρχικές παράμετροι του μοντέλου (εικόνα 19):

- Οριζόντια έκταση του μοντέλου σε μέτρα
- Κατακόρυφη έκταση του μοντέλου σε μέτρα
- Ελάχιστη ταχύτητα διάδοσης των S -κυμάτων (V_s) σε m/s
- Κυρίαρχη συχνότητα της σεισμικής πηγής σε Hz
- Ισαπόσταση των δεκτών σε μέτρα
- Εφαρμογή απορροφητικών ορίων στην επιφάνεια ($Z=0$) του
- Προσδιορισμός του τύπου του μοντέλου

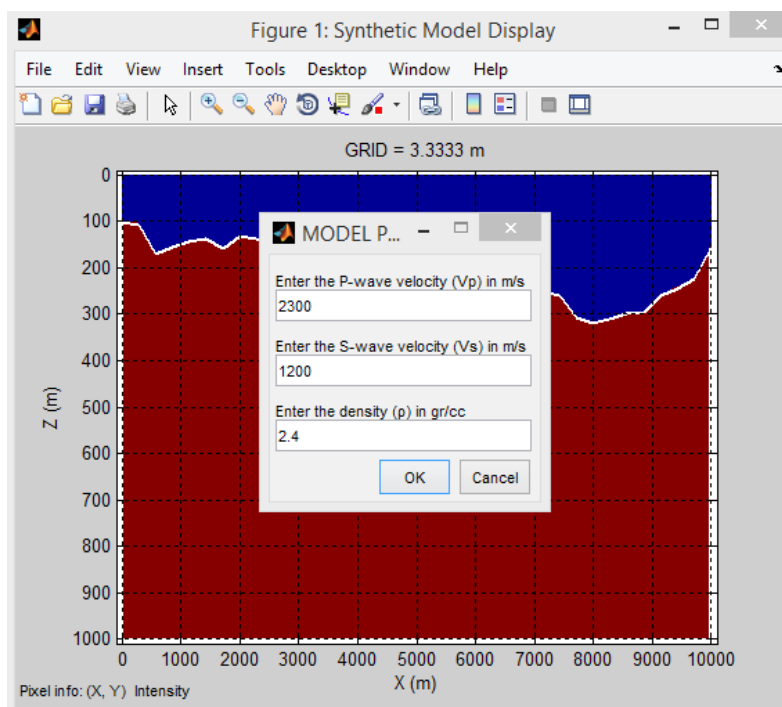


Εικόνα 189: Ορισμός αρχικών παραμέτρων του μοντέλου

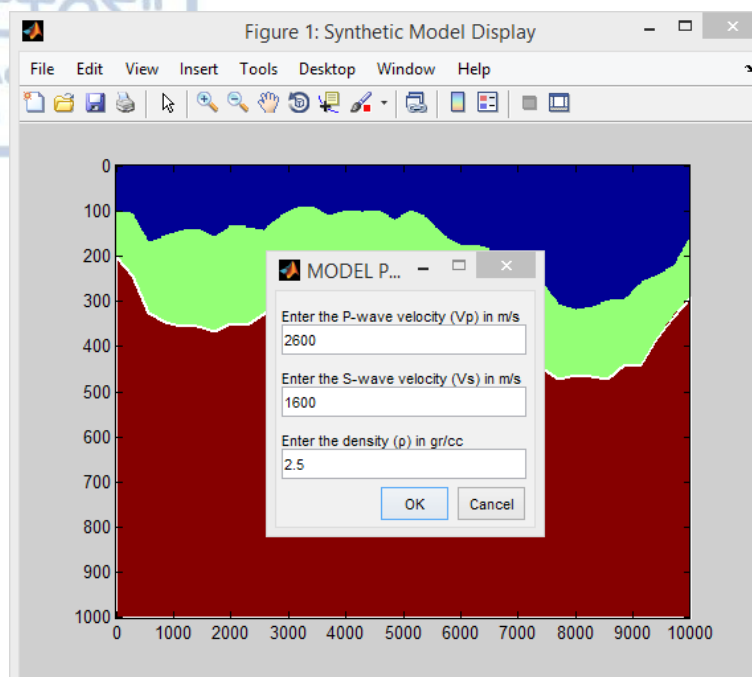
Στη συνέχεια γίνεται η οριοθέτηση των 4 στρωμάτων του πειράματος. Ο αλγόριθμος δίνει την δυνατότητα είτε να σχεδιαστούν τα όρια του κάθε στρώματος, είτε να εισαχθούν οι συντεταγμένες τους μέσω πινάκων Matlab. Αφού σχεδιαστεί το κάθε στρώμα, εισάγονται οι ταχύτητες διάδοσης των P και S-κυμάτων και η πυκνότητα (εικόνες 20-23).



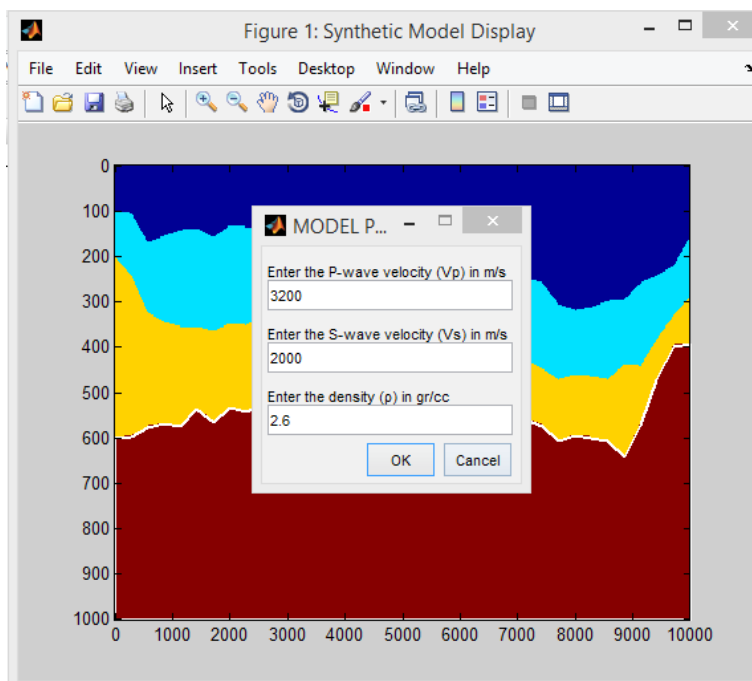
Εικόνα 20: Ιζήματα Τεταρτογενούς



Εικόνα 21: Ιζήματα Πλειστοκαίνου

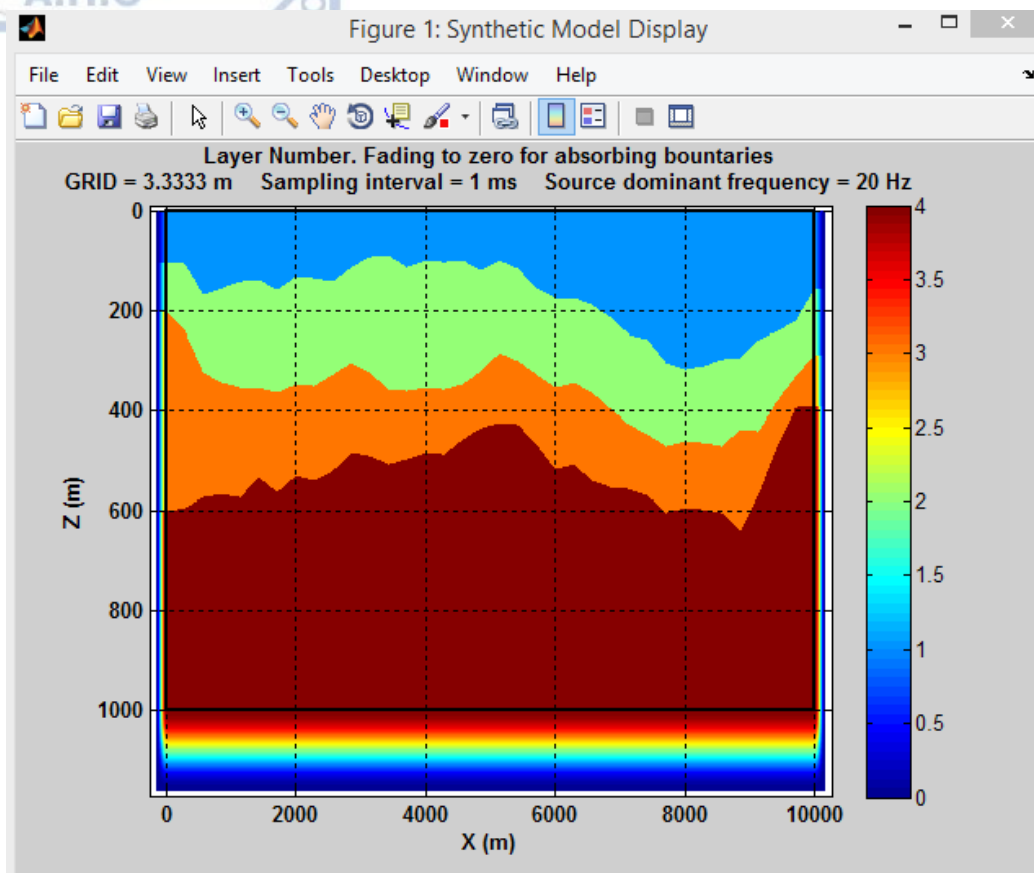


Εικόνα 192: Ιζήματα Πλειοκαίνου



Εικόνα 203: Πλακώδεις ασβεστόλιθοι

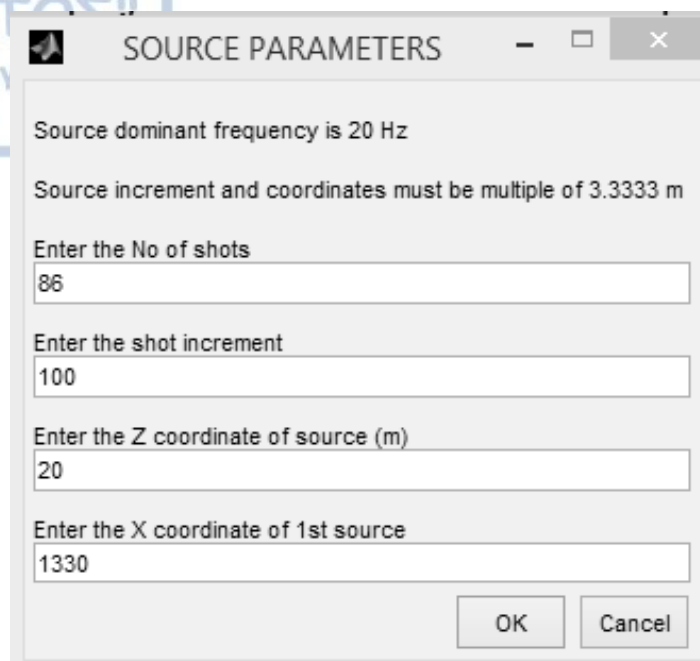
Το μοντέλο που παράγεται θα έχει Grid 3.3333 m, σύμφωνα με τα κριτήρια που αναφέρθηκαν προηγουμένως (εικόνα 24).



Εικόνα 214: Το συνθετικό μοντέλο 4 στρωμάτων με τις ταχύτητες και τα βάθη.

Επόμενο βήμα είναι ο ορισμός των παραμέτρων των πηγών (εικόνα 25) και των γεωφώνων (εικόνα 26).

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι υπάρχει περιορισμός ως προς τη θέση όπου τοποθετούνται οι πηγές. Ειδικότερα, η ελάχιστη θέση πηγών ορίζεται η τριπλάσια τιμή της ισαπόστασης των διαδοχικών κόμβων του πλέγματος από οποιαδήποτε διαχωριστική επιφάνεια ή όριο του μοντέλου, όπως τα όρια απορρόφησης.



SOURCE PARAMETERS

Source dominant frequency is 20 Hz

Source increment and coordinates must be multiple of 3.3333 m

Enter the No of shots
86

Enter the shot increment
100

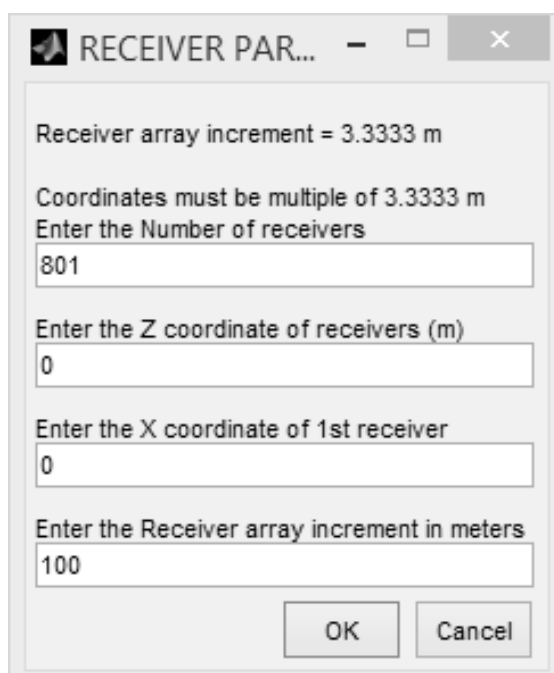
Enter the Z coordinate of source (m)
20

Enter the X coordinate of 1st source
1330

OK Cancel

Εικόνα 22: Ορισμός παραμέτρων των πηγών

Σύμφωνα με τον αρχικό ορισμό ισαπόστασης δεκτών σε 3.3333 μέτρα, τοποθετήθηκαν 801 γεώφωνα στη συνολική διάταξη (εικόνα 26).



RECEIVER PAR...

Receiver array increment = 3.3333 m

Coordinates must be multiple of 3.3333 m

Enter the Number of receivers
801

Enter the Z coordinate of receivers (m)
0

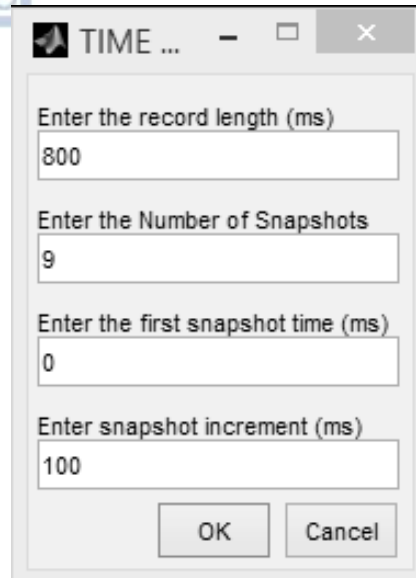
Enter the X coordinate of 1st receiver
0

Enter the Receiver array increment in meters
100

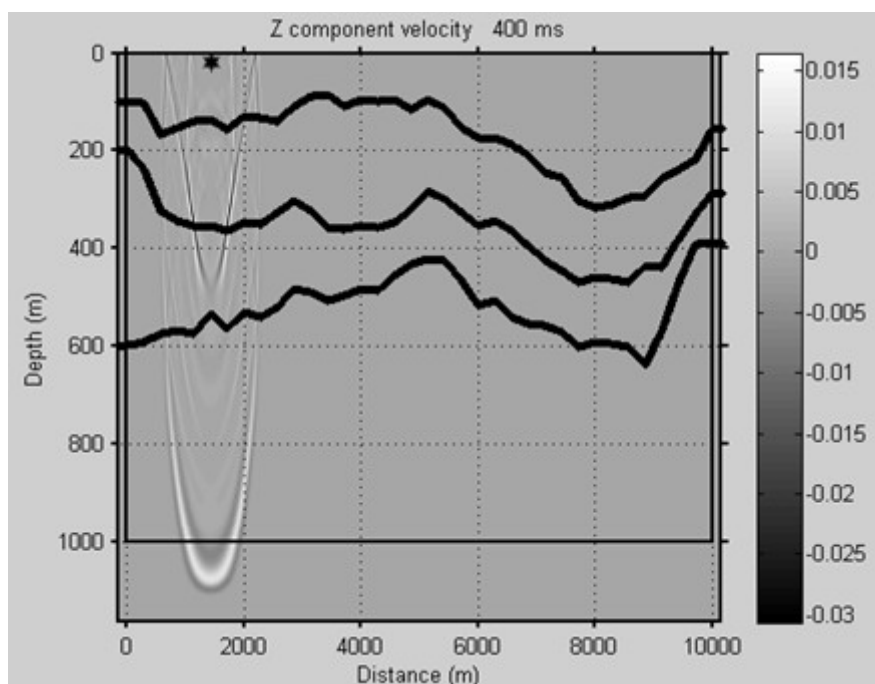
OK Cancel

Εικόνα 23: Ορισμός παραμέτρων των γεωφώνων

Τέλος, σαν συνολικό μήκος καταγραφής ορίστηκαν τα 800 ms και ορίστηκαν χρονικές στιγμές για την καταγραφή στιγμιότυπων του κυματικού πεδίου (εικόνες 27 και 28).



Εικόνα 24: Εισαγωγή διάρκειας καταγραφής

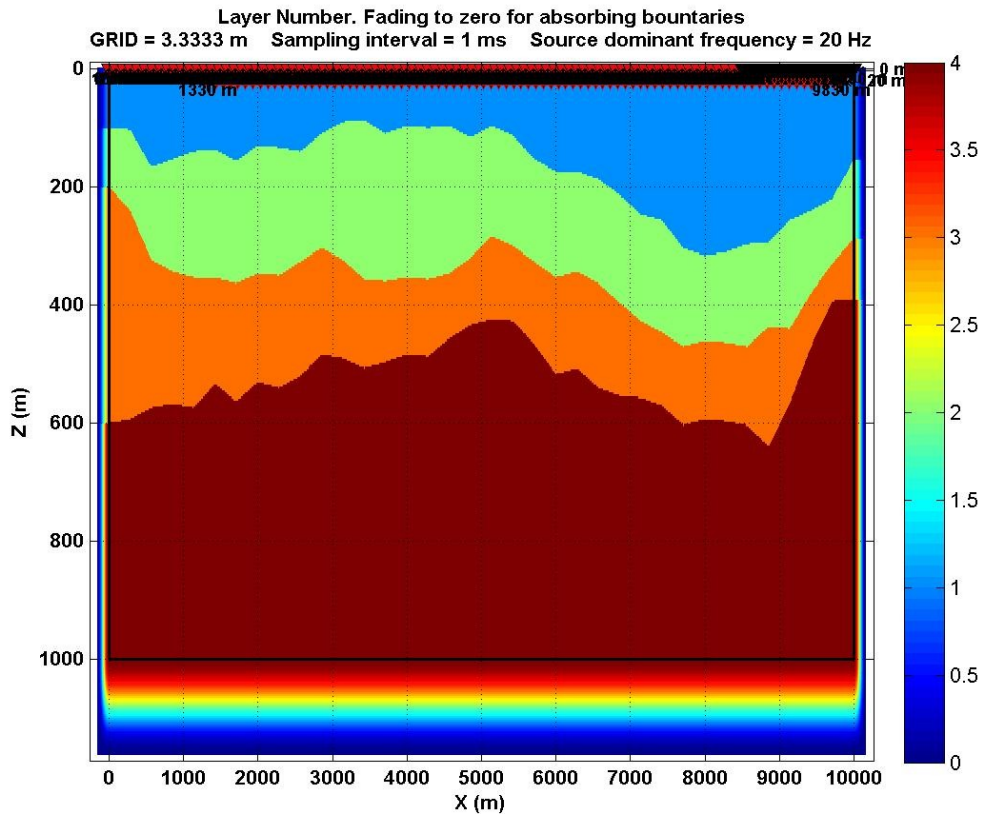


Εικόνα 25: Στιγμιότυπο καταγραφής στα 400 ms με την πηγή να βρίσκεται στα 1430 μέτρα

Το στιγμιότυπο δείχνει κατά την διεύθυνση Z τις ταχύτητες των κυμάτων και την πορεία τους μέσα στους σχηματισμούς. Ήδη στα 400 ms ανακλώμενα κύματα επιστρέφουν στην επιφάνεια ενώ άλλα συνεχίζουν τη διάδοσή τους προς τους βαθύτερους σχηματισμούς.

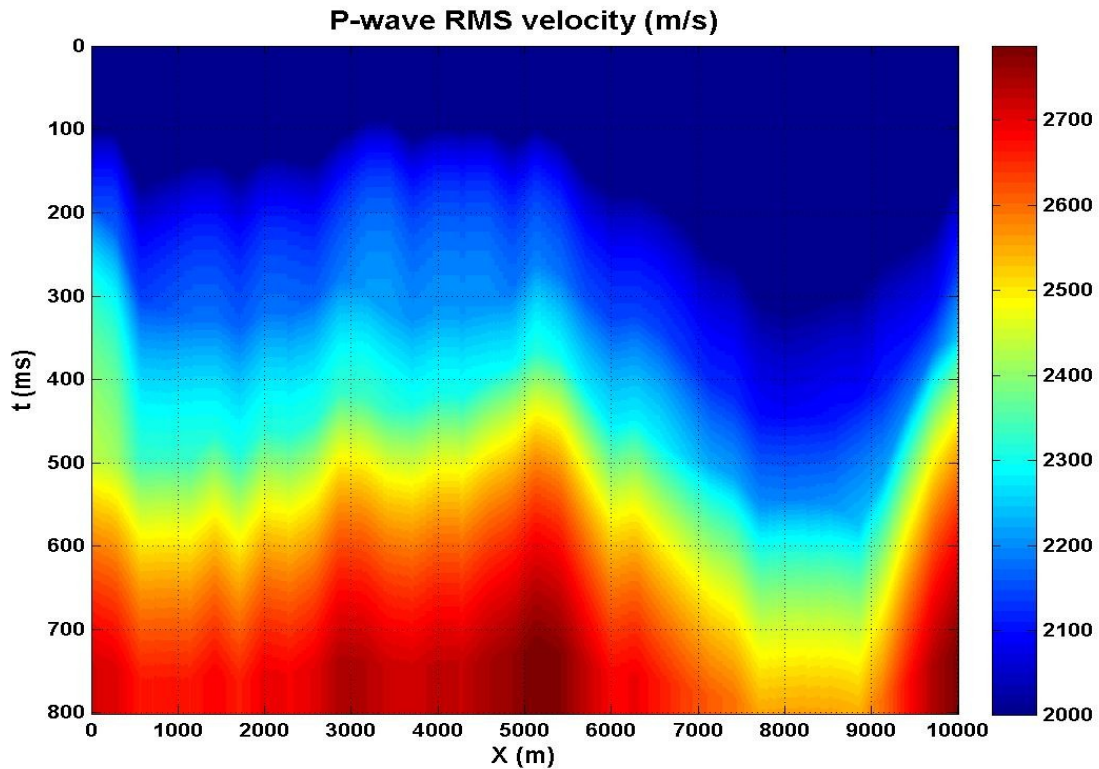
4.4 Εκτίμηση του μοντέλου μέσης τετραγωνική ταχύτητας

Στην αρχή της δημιουργίας των συνθετικών δεδομένων, ορίστηκαν οι τμηματικές ταχύτητες (V_{interval}) για κάθε στρώμα, οι οποίες μαζί με τους διπλούς χρόνους διαδρομής δίνουν τελικά τη μέση τετραγωνική ταχύτητα (V_{rms}) του μοντέλου (εικόνα 29).



Εικόνα 26: Τμηματικές ταχύτητες σε km/s

Αυτές οι τιμές και οι οριζόντιες αποστάσεις που αντιστοιχούν σε αυτές, με τη βοήθεια του λογισμικού στη Matlab έδωσαν το μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης (εικόνα 30).



Εικόνα 27: Μέση τετραγωνική ταχύτητα σε m/s μέχρι το βάθος των 800 ms και για μήκος τομής 10000 μέτρα.

Με τη βοήθεια του μοντέλου ταχυτήτων από τα συνθετικά δεδομένα μπορούμε να κατανοήσουμε τις φυσικές ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών, όπως αυτές μπορούν να προκύψουν από τις ταχύτητες, και εν συνεχεία να εξαγάγουμε το πλήρες γεωλογικό προφίλ της περιοχής με όλες τις ιδιότητες του.

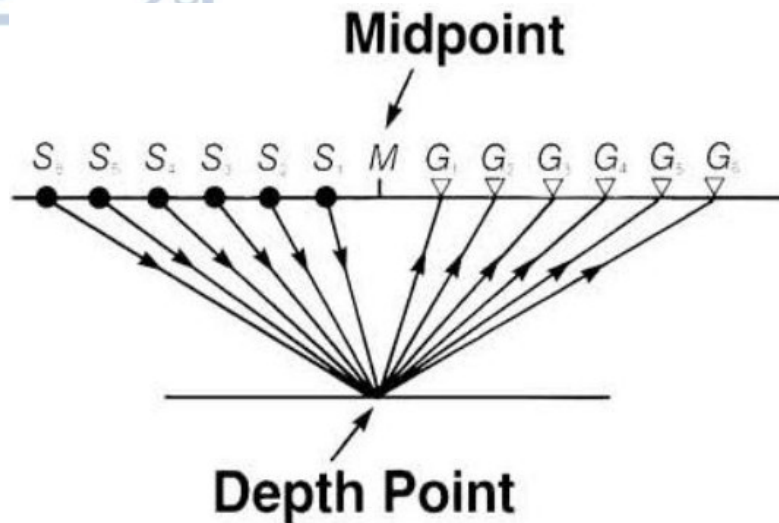
4.5 Αναδιάταξη δεδομένων σε καταγραφές κοινού ενδιαμέσου σημείου (CMP sorting)

Μετά τη βασική επεξεργασία του σήματος, τα δεδομένα μετατρέπονται από καταγραφές κοινής πηγής σε καταγραφές κοινού ενδιαμέσου σημείου. Η διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου CMP (Common Midpoint) απαιτεί πληροφορίες από την γεωμετρία του πειράματος.

Ο όρος κοινού σημείου βάθους (common depth point) (CDP) συχνά χρησιμοποιεί αντί του όρου κοινού ενδιαμέσου σημείου (common midpoint).

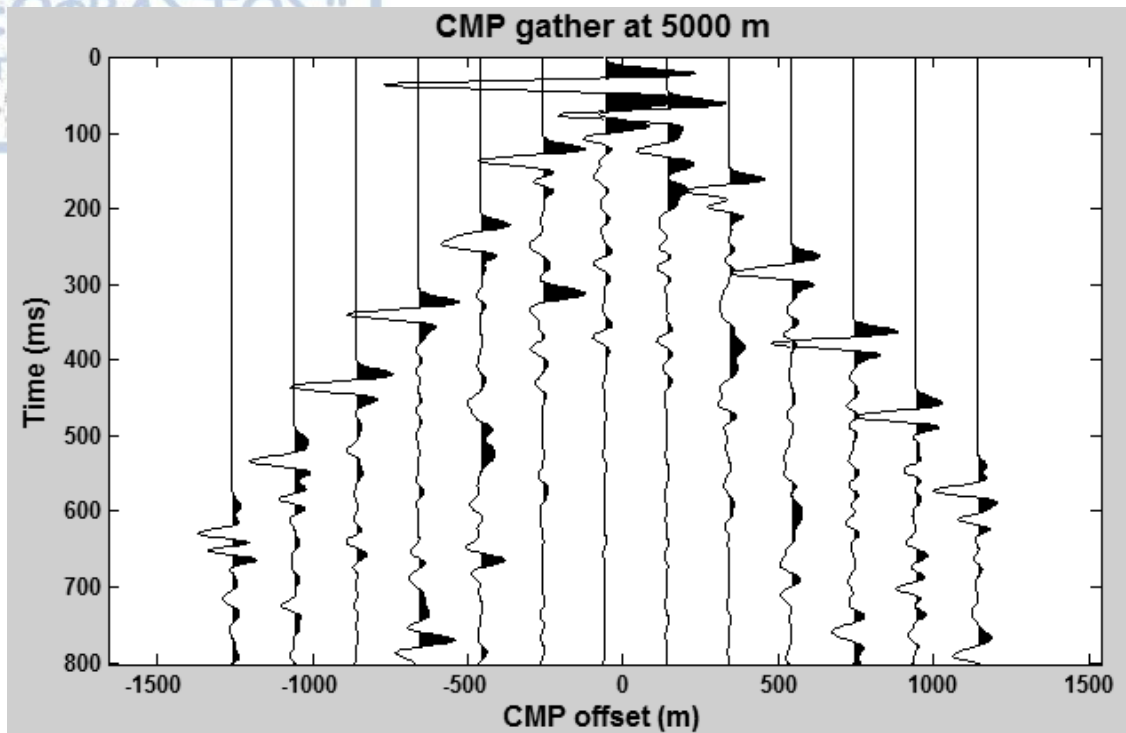
Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων συνήθως εκτελείται με καταγραφές κοινού ενδιαμέσου σημείου. Η απαιτούμενη μετατροπή των συντεταγμένων επιτυγχάνεται μέσω της ταξινόμησης των καταγραφών κοινής πηγής σε CMP. Τα σεισμικά ίχνη από

διαφορετικές καταγραφές κοινής πηγής με κοινό ενδιάμεσο σημείο ομαδοποιούνται σχηματίζοντας ένα CMP gather (εικόνα 31).



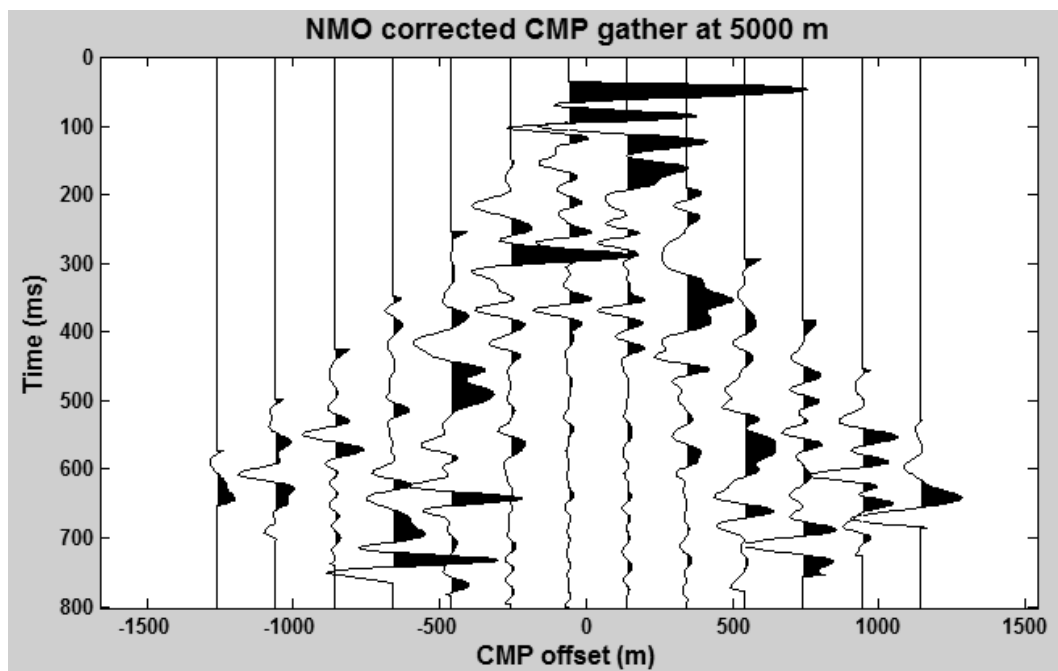
Εικόνα 28: Επεξεργασία των δεδομένων διάταξης κοινού ενδιάμεσου σημείου. Οι διαδρομές ακτινών δείχνουν να συνδέονται με ένα μόνο CMP. Μια CMP συγκέντρωση είναι ταυτόσημη με μία CDP αν το βάθος του σημείου είναι σε επίπεδο οριζόντιο ανακλαστήρα και αν το μέσο βρίσκεται πάνω από το οριζόντιο στρώμα (Yilmaz2001).

Στην παρούσα διατριβή έγινε επεξεργασία για διάταξη κοινού σημείου βάθους στα 5000 μέτρα (εικόνα 32).



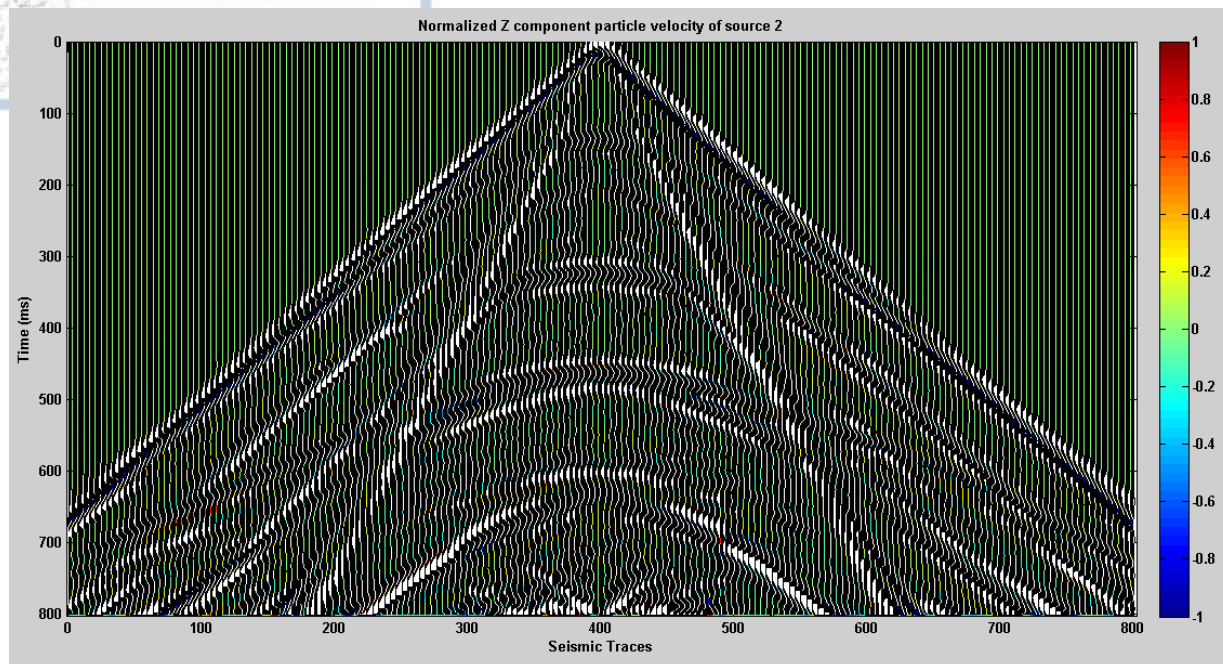
Εικόνα 29: Καταγραφή κοινού σημείου στα 5000 μέτρα.

Στη συνέχεια έγινε δυναμική διόρθωση για την ίδια περιοχή για να αναχθούν τα δεδομένα σε κοινό σημείο αναφοράς (εικόνα 33).



Εικόνα 30: Δυναμική διόρθωση της καταγραφής στα 5000 μέτρα.

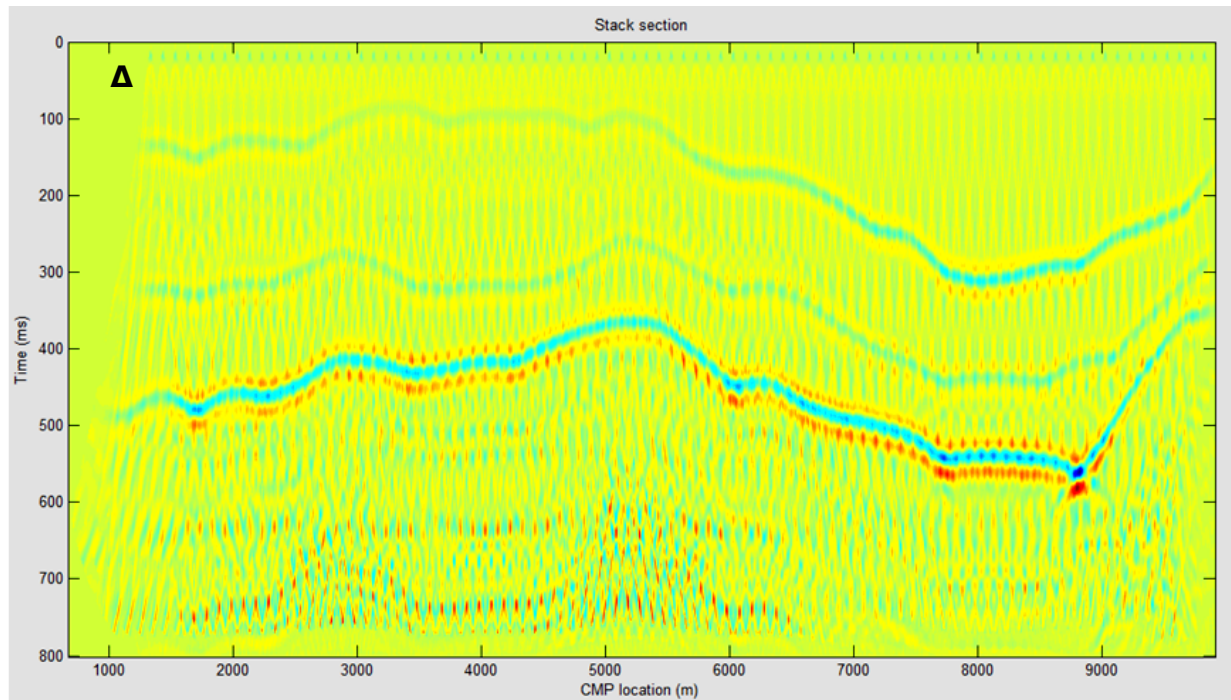
Στην επόμενη εικόνα παρουσιάζονται οι καταγραφές κυμάτων κατά τον προσανατολισμό Z και για τη 2^η πηγή (εικόνα 34).



Εικόνα 31: Απεικόνιση των απευθείας κυμάτων στα 680 ms, των επιφανειακών στα 800 ms και των ανακλώμενων κυμάτων που προέρχονται από τους ανακλαστήρες και αφορούν τη 2^η πηγή κατά τον Z προσανατολισμό.

4.6 Σεισμική τομή υπέρθεσης (Stacking)

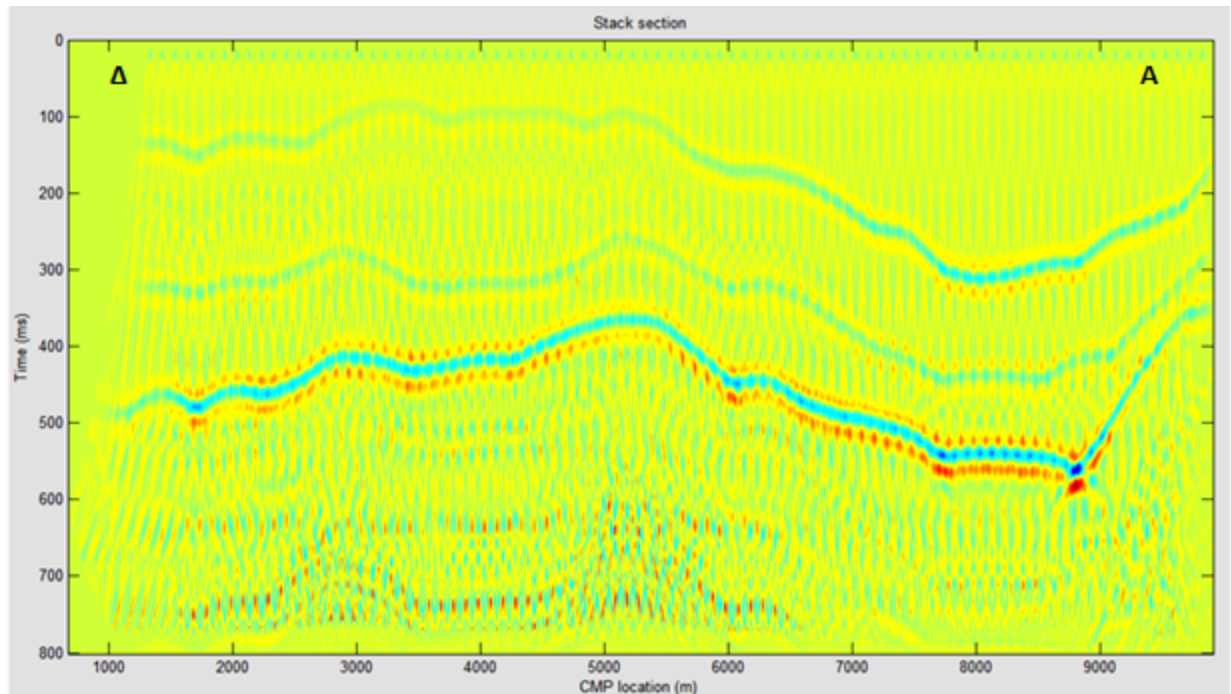
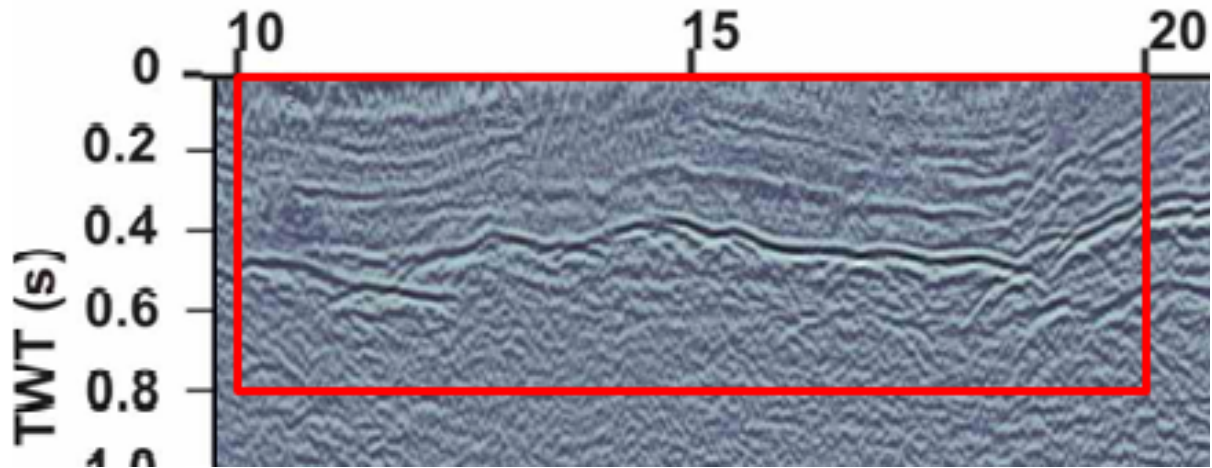
Τα χρονικά διορθωμένα σεισμικά ίχνη αθροίζονται στη συνέχεια με σκοπό να παραχθεί η σεισμική τομή υπέρθεσης των συνθετικών δεδομένων του μοντέλου (εικόνα 35). Για τα διαστρεβλωμένα ίχνη πάνω από 30%, έχει γίνει αφαίρεση τους ώστε να μην αλλοιώνεται η τελική τομή.



Εικόνα 32: Σεισμική τομή υπέρθεσης με προσανατολισμό Δ-Α.

Με την άθροιση (stacking) των σεισμικών ιχνών όπου παρατηρείται ενίσχυση των πλατών των ανακλώμενων κυμάτων και μείωση του όγκου των δεδομένων. Στην προκύπτουσα σεισμική τομή υπέρθεσης απεικονίζονται οι 3 κύριοι ανακλαστήρες και από τα 550-800 ms απεικονίζονται πολλαπλές ανακλάσεις που οφείλονται στους κύριους ανακλαστήρες. Ωστόσο η διακριτική ικανότητα της τομής δεν επηρεάζεται από αυτές και το αποτέλεσμα δεν αλλοιώνεται.

Η τομή υπέρθεσης από τα συνθετικά δεδομένα δεν παρουσιάζει μεγάλες διαφορές από τα πραγματικά δεδομένα (εικόνα 36)



Εικόνα 33: Σύγκριση τομής από πραγματικά δεδομένα (επάνω) με την τομή από συνθετικές τιμές (κάτω).

Από τη συγκριτική απεικόνιση πραγματικών και συνθετικών δεδομένων προκύπτει ότι το μοντέλο της περιοχής μελέτης που σχηματίστηκε με το λογισμικό PSV_SYNTHETICS παρουσιάζει πολλές ομοιότητες με το πραγματικό. Οι βυθίσεις των και οι αναθολώσεις των στρωμάτων είναι ευκρινής στην τομή υπέρθεσης και η ταύτιση είναι ικανοποιητική.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ- ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται το συμβατικό και το συνθετικό πείραμα σεισμικής ανάκλασης που αφορούν τη Λεκάνη της Μεσσαράς και στη συνέχεια, αξιολογείται η πειραματική διαδικασία για τη δημιουργία του συνθετικού μοντέλου με βάση τις υπάρχουσες μετρήσεις από την έρευνα που πραγματοποιήθηκε το 1982 από τους ΔΕΠ/ΔΕΠ-ΕΚΥ. Τέλος γίνεται αξιολόγηση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από τα συνθετικά δεδομένα και γίνεται αναφορά σε μελλοντικές προτάσεις για την ανάπτυξη των συνθετικών δεδομένων ανάκλασης.

- Μοντέλο συνθετικών δεδομένων

Το πείραμα για τον υπολογισμό των συνθετικών δεδομένων έγινε για υπάρχουσα σεισμική τομή στην Λεκάνη της Μεσσαράς και αφορά τμήμα 10 χιλιομέτρων στην σεισμική γραμμή Z1 μήκους περίπου 30 χιλιομέτρων διεύθυνσης Δ-Α.

Οι παράμετροι που ορίστηκαν για το πείραμα καθώς και οι τροποποιημένες που χρησιμοποιήθηκαν στην προσομοίωση παρατίθενται παρακάτω.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ	Πείραμα	Προσομοίωση
Μήκος γραμμής (m)	30000 (για Z1)	10000
Βάθος (m)	~12300 (για Z1)	1000
Κυρίαρχη συχνότητα πηγής (Hz)	20	20
Ισαπόσταση πηγών (m)	100	100
Ισαπόσταση γεωφώνων (m)	6*	3.3333
Διάρκεια καταγραφής (s)	5	0.8
Διάσταση πλέγματος (m)	-	3.3333
Διάστημα δειγματοληψίας (ms)	2	1
Z, X 1 ^{ης} πηγής (m)	**15-25, -	20, 1330
Z, X 1 ^{ου} γεωφώνου(m)	-	0, 0

Αριθμός γεωφώνων	338688 (για Z1)	801
Αριθμός πηγών	294 (για Z1)	86

*Η διάταξη των γεωφώνων κατά την εκτέλεση του πειράματος στην περιοχή περιλαμβάνει 24 γεωφώνια σε 48 ομάδες ανά πηγή και ισαπόσταση ομάδων 50 μέτρα.

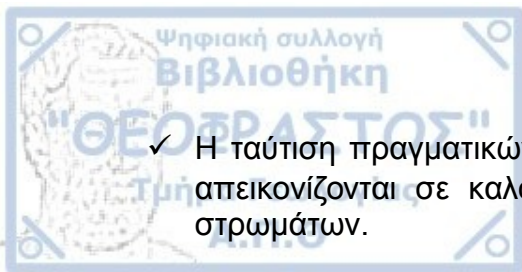
** Χρήση εκρηκτικών σε γεωτρήσεις βάθους 15-25 μέτρων και πλήρωση με 2-8 kg εκρηκτικής ύλης.

Αφού προετοιμάστηκε το πείραμα για συνθετικά δεδομένα μετά τον ορισμό των κατάλληλων παραμέτρων, έγινε εκτέλεση και λήψη των συνθετικών δεδομένων. Στη συνέχεια ακολούθησε επεξεργασία αυτών, με συγκέντρωση των ιχνών σε κοινό ενδιαμέσο σημείο χωρίς να μπορεί να γίνει αναγνώριση των ανακλαστήρων. Ακολούθησε η δυναμική διόρθωση (NMO) και άθροιση των σεισμικών ιχνών (stacking) όπου παρατηρείται τόσο ενίσχυση των πλατών των ανακλώμενων κυμάτων. Στην σεισμική τομή υπέρθεσης που λήφθηκε απεικονίζονται οι τρεις κύριοι ανακλαστήρες, με πολύ καλή διάκριση τη διεπιφάνειας του υποβάθρου και εκείνων των ιζημάτων.

Ακόμα και στις περιοχές που οι ανακλαστήρες παρουσιάζουν μία βύθιση κατά 150 μέτρα περίπου μέγιστη τιμή, στα 6000 μέχρι 10000 μέτρα οριζόντια απόσταση, η απεικόνιση τους είναι ευκρινής, ενώ στην περιοχή 0.55-0.8 s βάθος, πολλαπλές ανακλάσεις είναι εμφανείς.

• Συμπεράσματα

- ✓ Το πρόγραμμα δημιουργίας συνθετικών δεδομένων δεν δίνει τη δυνατότητα απευθείας εισαγωγής ρηγμάτων, με αποτέλεσμα τη λήψη αποτελεσμάτων που απεικονίζουν ανακλαστήρες με μεγάλη κλίση στις θέσεις υπαρχόντων ασυνεχειών. Η περιοχή της Μεσσαράς είναι έντονα τεκτονισμένη με παρουσία πολλών κανονικών και ανάστροφων ρηγμάτων .
- ✓ Μεγάλη χρονική διάρκεια της συνθετικής πειραματικής διαδικασίας που αυξάνεται ανάλογα με το πλήθος των πηγών.
- ✓ Πηγές και δέκτες αναπαριστώνται χωρίς να λαμβάνεται υπόψη το ανάγλυφο της περιοχής μελέτης.
- ✓ Η σεισμική τομή υπέρθεσης απεικονίζει πολύ καλά τους 3 ανακλαστήρες σε όλο τους το μήκος αλλά και τις πολλαπλές τους ανακλάσεις κυρίως στην περιοχή 0-6500 μέτρα οριζόντια απόσταση και 0.55-0.8 s βάθος.



- ✓ Η ταύτιση πραγματικών και συνθετικών δεδομένων είναι ικανοποιητική καθώς απεικονίζονται σε καλό βαθμό οι τεκτονικές δομές και οι διεπιφάνειες των στρωμάτων.

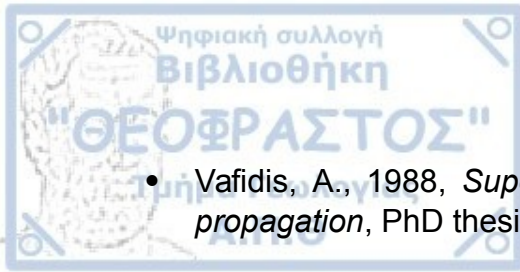
- Μελλοντικές προτάσεις

- ✓ Θα ήταν χρήσιμο να γίνει προσθήκη θορύβου στα συνθετικά δεδομένα ώστε να εξεταστεί και αυτή η παράμετρος.
- ✓ Για σύνθετα γεωλογικά μοντέλα με παρουσία ρηγμάτων και άλλων τεκτονικών δομών θα ήταν καλύτερο, εφόσον είναι εφικτό, να γίνεται και εισαγωγή αυτών για πιο ρεαλιστικά αποτελέσματα.
- ✓ Η μείωση χρόνου δημιουργίας των συνθετικών δεδομένων θα καθιστούσε πιο εύκολη τη διαδικασία της πειραματικής επεξεργασίας.
- ✓ Η εξαγωγή αρχείων από τον αλγόριθμο σε μορφή SEG-Y θα καθιστούσε δυνατή τη χρήση τους και από άλλα λογισμικά για περαιτέρω επεξεργασία, όπως βελτιωμένη απεικόνιση ώστε να μην γίνεται περιορισμός για χρήση σε Matlab.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Αποστολόπουλος Γ., 2013, *Σημειώσεις Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, σ. 183
- Boore D.M., 1972, *Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials*, National Center for earthquake research, U.S. Geological Survey, California
- Ζαφειρόπουλος Γ., Μαρνέλης Φ., *Το πετρελαϊκό δυναμικό της χώρας με βάση τις μέχρι σήμερα έρευνες*, ΤΕΕ 19 Ιανουαρίου 2012, ΕΛΛΗΝΙΚΑ ΠΕΤΡΕΛΑΙΑ Α.Ε.
- Herron, D. A., 2011, *First steps in seismic interpretation: SEG Geophysical Monograph Series No. 16*.
- Kelly K. R., Ward R. W., S. Treitel, Alford R. M., 1976, *Synthetic seismograms; a finite-difference approach*, *Geophysics*, v. 41, i. 1, p. 2-27, DOI: 10.1190/1.1440605
- Kosloff R., Kosloff D., 1986, *Absorbing Boundaries for Wave Propagation Problems*, *Journal of Computational Physics* 63, 363-376.
- Κρητικιάκης Γ., 2016, *ΕΓΧΕΙΡΙΔΙΟ ΧΡΗΣΗΣ ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ PSV_SYNTHETICS*, Πολυτεχνείο Κρήτης
- Lax P. and B. Wendroff, 1964, *Difference schemes for hyperbolic equation with high order accuracy*, *Comm. in Pure and Applied Math*, v. 17. p.381-398.
- MacCormack Z. W., 1971, *Numerical solution of the interaction of a shock wave with a laminar boundary layer*, *Proceedings of the second international Conference on Numerical Methods in Fluid Dynamics*, (ed. M. Holt) Lecture notes in Physics, v. 8, Springer-Verlag.

- Manning, P., M., 2007, *Techniques to enhance the accuracy and efficiency of finite-difference modeling for the propagation of elastic waves*, PhD thesis, The University of Calgary.
- Mitcell A.R., *The finite Difference Method in Partial Differential Equations*, Wiley, New York, 1980
- Μουντράκης Δ.Μ., 1985, *Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας*. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, σ. 373
- Παγιαλάκης Μ., 2014, *Προσομοίωση δεδομένων σεισμικής ανάκλασης για το σχεδιασμό διασκόπησης στο θαλάσσιο χώρο του Πατράϊκού*, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης
- Παπαζάχος Β., 1996, *Εισαγωγή στην εφαρμοσμένη Γεωφυσική*, εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη, σ. 328
- Sheriff R., 2004, *what is Deconvolution?*, Search and Discovery Article #40131, Geophysical Corner column in AAPG Explorer
- Σκαρλατούδης Α., 2009, *Προσομοίωση της σεισμικής κίνησης με τη χρήση δισδιάστατων και τρισδιάστατων μοντέλων*, Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Σουπιός Π., 2000, *Συμβολή στη μελέτη της μη γραμμικής αντιστροφής τομογραφίας σεισμικών καταγραφών*, Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Taner, M.T., Koehler, F. 1979. *Complex seismic trace analysis*, Geophysics 44, 1041-63
- Φασούλας, Χ.Γ., 2001. *Οδηγός υπαίθρου για τη γεωλογία της Κρήτης*. Μουσείο φυσικής ιστορίας της Κρήτης, Πανεπιστήμιο Κρήτης, σ. 103
- Vafidis, A., Andronikidis, N., Economou, N., Panagopoulos, G., Zelilidis, A., and Manoutsoglou, E., (2012), *Reprocessing and interpretation of seismic reflection data at Messara Basin, Crete, Greece*, Journal of the Balkan Geophysical Society, 15, no 2, 31-40.
- Vafidis A., Dai M., Kanasewich E. 1994, *Composite absorbing boundaries for the numerical simulation of seismic waves*, Bulletin of the Seismological Society of America February 1994 vol. 84 no. 1 185-191



- Vafidis, A., 1988, *Supercomputer finite difference methods for seismic wave propagation*, PhD thesis, University of Alberta.
- Yilmaz, O., 2001, *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*: SEG Investigations in Geophysics No. 10.